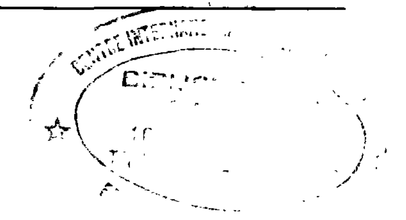
ROYAUME DU MAROC
MINISTERE DE L'ENERGIE ET DES MINES
DIRECTION DE LA GÉOLOGIE
ISSN 0374-9789



Notes et Mémoires du Service géologique
N° 339 bis

CARTE GÉOLOGIQUE DU MAROC AU 1/100 000

FEUILLE AZILAL

(HAUT ATLAS CENTRAL)

Mémoire explicatif

par

Jacques JENNY

avec la collaboration de G. COUVREUR
pour le Quaternaire

Éditions du Service géologique du Maroc
RABAT
1988

Achevé d'imprimer sur les presses
de l'Imprimerie El maârif Al jadida — Rabat
☎: 707-08/09/15/38
MAROC

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS

Au cours de ce travail de cartographie, j'ai bénéficié du concours de nombreuses personnes. Je tiens à remercier en particulier : MM. R. Conil, B. Courtinat, Mlle. C. Diaz, G. Demathieu, J. Destombes, R. Du Dresnay, Mme D. Fauconnier, J.-C Gall, H. Hollard, Mme K. Rahmani-Antari, M. Septfontaine, P. Taquet, J.-L Vieslet, Mlle S. Willefert, D.H. Walliser pour leurs déterminations paléontologiques.

MM. P. Biron, Y. Cailleux, J.-J. Cornée, A. Izart, A. Le Marrec, M. Monbaron, R. Du Dresnay, J.-C. Vidal, M. Bensaïd, J.-L. Lesage, J.-A. Jossen, M. Septfontaine, J.-P. Rebouillat, P. Huvelin, M. Lakhdar m'ont accompagné sur le terrain où j'ai pu profiter de leur expérience.

Mlle O. Belhaj m'a déterminé en plaque mince les roches éruptives. M. Ouazzou, K. Selmani, M. El Ouaffi, H. Ben Hassou m'ont conduit sur les longues pistes du Haut Atlas.

MM. A. Skalante, K. Lamdaouar, A. El Hoummani, L. Guida, M. Rochdi, H. El Hadi, H. Oufrid, A. Mania ont été souvent mis à contribution pour les travaux graphiques. Je ne peux citer tous les muletiers qui m'ont piloté ni tous les chleuhs qui m'ont reçu si gentiment chez eux sauf peut-être Hassan Ben Melkoum des Aït-Bou-Oulli avec lequel j'ai le plus souvent parcouru les sentiers muletiers du Haut Atlas central.

Mon séjour au Maroc et donc ce travail a été possible grâce à l'appui financier de la Coopération technique Suisse. A Rabat, MM. J. Muller, R. Wernli, G. Suter, P. Huvelin, J. Destombes, A. Michard ont accepté de me consacrer un peu de leur temps pour discuter « géologie ».

Mme Z. Naciri a dactylographié avec soin le manuscrit que J. Destombes a consciencieusement préparé pour l'impression.

I. - INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE

La carte topographique Azilal au 1/100 000 présente une superficie de 2585 km² entièrement comprise sur le flanc nord du Haut Atlas central (Fig. 1). Le point le plus bas topographiquement est situé sur la bordure nord de la carte dans le synclinal des Aït-Attab, il est coté 620 m, tandis que plusieurs sommets dépassent 3500 m. Le point culminant est le sommet du jbel Tig-Nousti (3819 m) dont la plus grande partie est située sur la coupure topographique contiguë au sud (feuille Skoura). Le sommet le plus caractéristique de la feuille Azilal est sans conteste le jbel Rat dont les 3781 m, souvent couverts de neige, attirent de loin le regard. Le plateau des sources de la Tessaout dominé par le jbel Mgoun (4068 m, feuille Zawyat-Ahançal) occupe l'angle S E de la carte.

De grandes rivières pérennes parcourent cette carte : l'oued Lakhdar et ses affluents l'oued Ghasf rejoint par l'Assif-n-Aït-Bou-Guemez et l'oued Bernat. La célèbre Tessaout y prend source, mais quitte la carte après quelques kilomètres seulement.

La route (S 508) reliant Marrakech à Bin-el-Ouidane traverse d'Ouest en Est la partie Nord de la feuille par Tanant et Azilal. Avec les routes menant vers le Nord à Ouzoud et Foum-Jem'a et vers le Sud à Aït-M'hammed, on a là toutes les routes asphaltées praticables en tout temps exception faite des périodes de fortes chutes de neiges (janvier, février). Le reste de la carte est sillonnéde pistes à praticabilité variable. La partie méridionale de la carte (Aït-Bou-Oulli) n'est pas accessible par voiture pendant de longs mois en hiver.

NOUVELLES PISTES

Depuis l'établissement de la carte topographique Azilal au 1/100 000 (1974), de nouvelles pistes ont été tracées dans les montagnes.

Leur tracé a été reporté, parfois approximativement, sur la carte géologique. Les plus importantes réalisations permettent d'accéder au Souk d'Aït-Bou-Oulli depuis les Aït-Bou-Guemez, de pénétrer dans les Guettioua au Sud de Sgatt, presque jusqu'à l'oued Lakhdar. Du côté de Demnat, plusieurs pistes partent vers l'Est, vers le Lakhdar ou les Guettioua.

Une nouvelle route traverse les Guettioua jusqu'à l'oued Lakhdar près d'Aït-Chouarit où un grand barrage est en construction depuis 1983.

Des travaux ont été entrepris afin d'élargir la piste d'Aït-Tamlil, l'asphalter et la prolonger jusqu'à Ouarzazate par le Tizi-n-Fedghat.

Enfin il y a des projets de jonction avec les Aït-Bou-Oulli à partir d'Aït-Blal (Tizi-n-Oubadou) via Tacht, et depuis le Souk des Aït-Abbès (Tamanrout) le long de l'oued Lakhdar. Là une piste existe depuis longtemps mais est impraticable, faute d'un pont, certes assez important, mais qui rapprocherait beaucoup cette région lointaine et isolée en hiver.

GLOSSAIRE

Tout au long de ce texte apparaissent des noms arabes (a) et tachelheit (= berbères, b)

a	*b*	
Foum	Imi	bouche, entrée
Ouled, Beni	Aït	tribu
Oued	Assif	rivière
Jbel	Adrar	montagne
Aïn	Arbalou	source
Aïoun	Irboula	les sources
Douar	Igherm	village
	Ighil	bas, montagne allongée
Seguia	Targa	conduite d'eau
	Taourirt	colline
	Taria	gorges
Rabat	Tagant	forêt
-	Tizi	col
	Zaouïa	monastère
Chaba	Tala	vallée
-	Azib	alpage
-	Amalou	à l'ombre

GÉOGRAPHIE HUMAINE

Sur ce point on se référera à Dresch (1941) et Couvreur (1968). La région est peuplée de Berbères (Chleuh) parlant le dialecte tachelheit. La langue arabe est néanmoins parlée par la presque totalité de la population masculine, le français est compris par quelques jeunes ou les vieux goumiers.

TOPONYMIE

L'orthographe adoptée pour la toponymie est celle

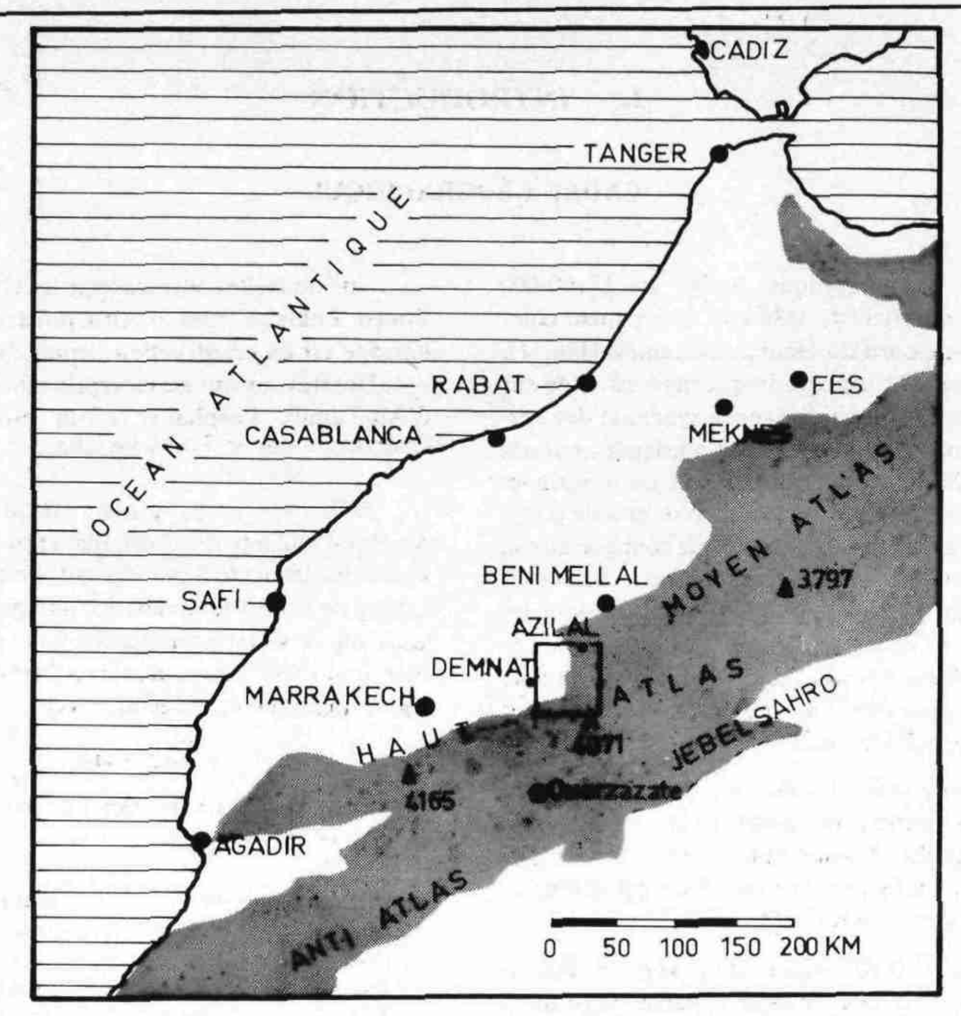


Fig. 1 : Carte de situation

figurant sur la carte régulière à 1/100 000 Azilal ou les coupures voisines à la même échelle bien que l'orthographe des feuilles à 1/50 000 soit conforme aux règles de transcriptions adoptées. Quelques erreurs flagrantes sont signalées dans le texte ou corrigées sur la carte. Les structures géologiques étant souvent avantageusement localisées par le nom de la tribu peuplant le secteur, les principales fractions ont été mentionnées sur la carte géologique. Les localisations se feront le plus souvent à l'aide des coordonnées centimétriques Lambert. Les toponymes empruntés aux coupures à 1/50 000 sont signalés d'un astérisque*, de deux, si le nom ne figure sur aucune carte (ex. : Tiniwaoult**).

DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES UTILISÉS

- Sur le terrain, les contours géologiques ont été portés sur les cartes régulières à 1/50 000 (Fig. 2) qui sont d'une excellente qualité en ce qui concerne la topographie, mais dont la toponymie laisse à désirer, dans les Aït-Mdioual par exemple.

Des maquettes des cartes géologiques à 1/50 000 (feuilles Tanant, Tifni, Abachkou et Azilal) ont été déposées aux archives du Service de la Carte Géologique du Maroc (Direction de la Géologie, Rabat).

Quelques régions complexes ont été cartographiées à 1/25 000 (agrandissements photographiques des cartes à 1/50 000) comme les Aït-Mdioual (nappes hercyniennes) et les Aït-Bou-Oulli (nappes hercyniennes et tectonique atlasique).

PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES (Fig. 3)

Leur usage est très avantageux dans cette région où la couverture végétale est très éparse. La mission NH 29 - XXIII-XXIV (310), d'excellente qualité, effectuée en 1964 à l'échelle du 1/60 000 environ recouvre la totalité de la feuille Azilal. Les photos satellites ERTS 1246-10353 et 1551-10251 concernent le Haut Atlas central.

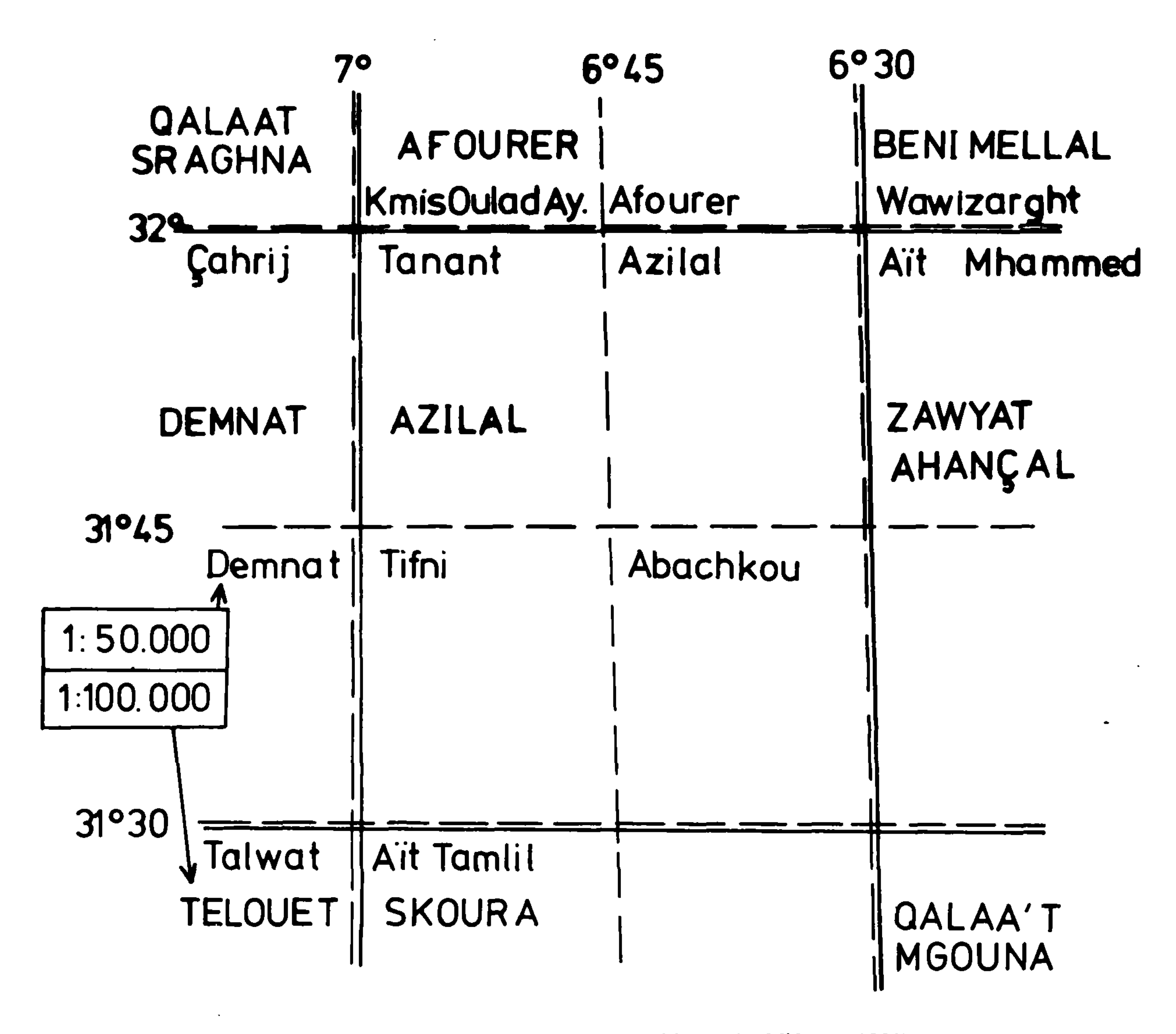


Fig. 2 : Index des cartes topographiques (publiées en 1983)

CADRE GÉOLOGIQUE

HISTORIQUE

La première observation géologique publiée concernant directement la feuille Azilal est la note de L. Gentil qui, en 1905, signale la présence de graptolithes dans la boutonnière d'Aït-Tamlil (découverte historique du Silurien au Maroc).

L. Moret (1931) consacre un mémoire à l'étude de l'Atlas de Marrakech qui recouvre seulement la partie S-W de la carte Azilal. En 1927, Ph. Russo et L. Russo signalent une faune de brachiopodes rapportée au Bathonien supérieur dans la région d'Azilal.

E. Roch publie en 1939 une importante monographie intitulée « Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech ». Cet ouvrage accompagné d'une carte au 1/200 000 publiée en 1941, constitue là première étude globale de la région. Les multiples références à cet ouvrage apparaissant dans ce mémoire témoignent de la valeur des observations de E. Roch.

J. Dresch parcourt de 1932 à 1956 le Haut Atlas central et en ramène des observations géologiques et géomorphologiques, notamment sur le modelé gla-

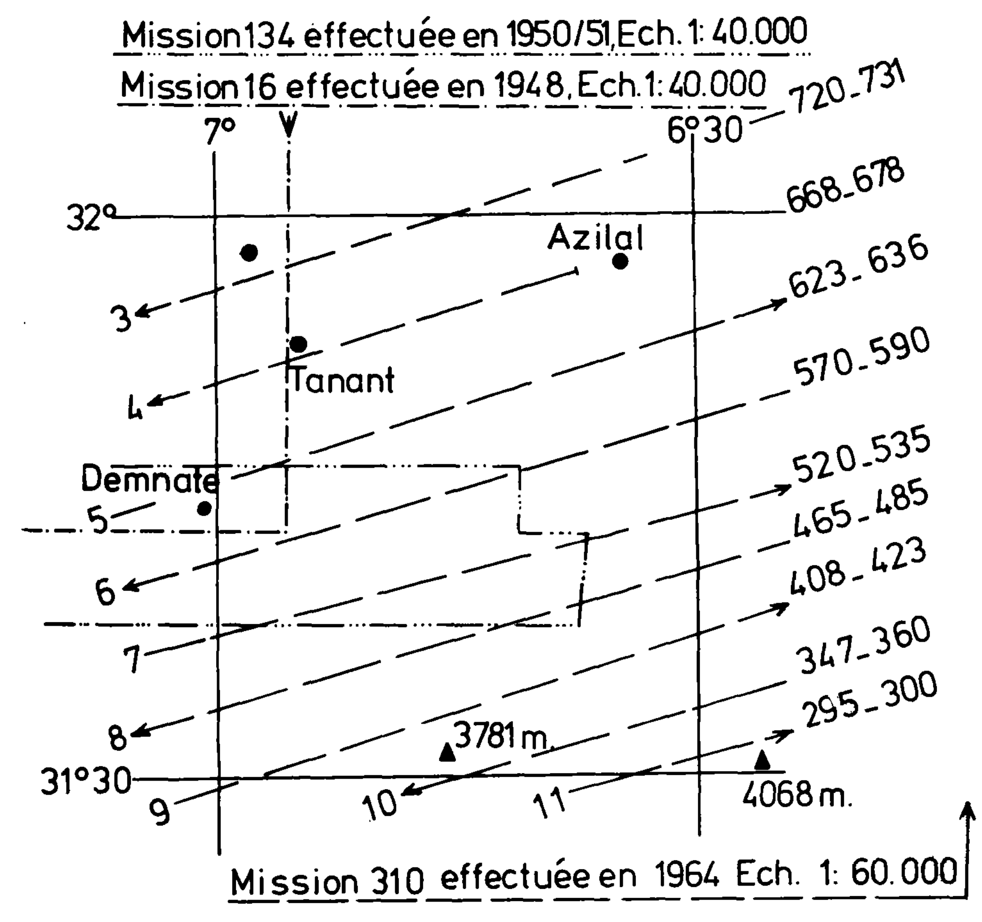


Fig.3 : Index des photographies aériennes

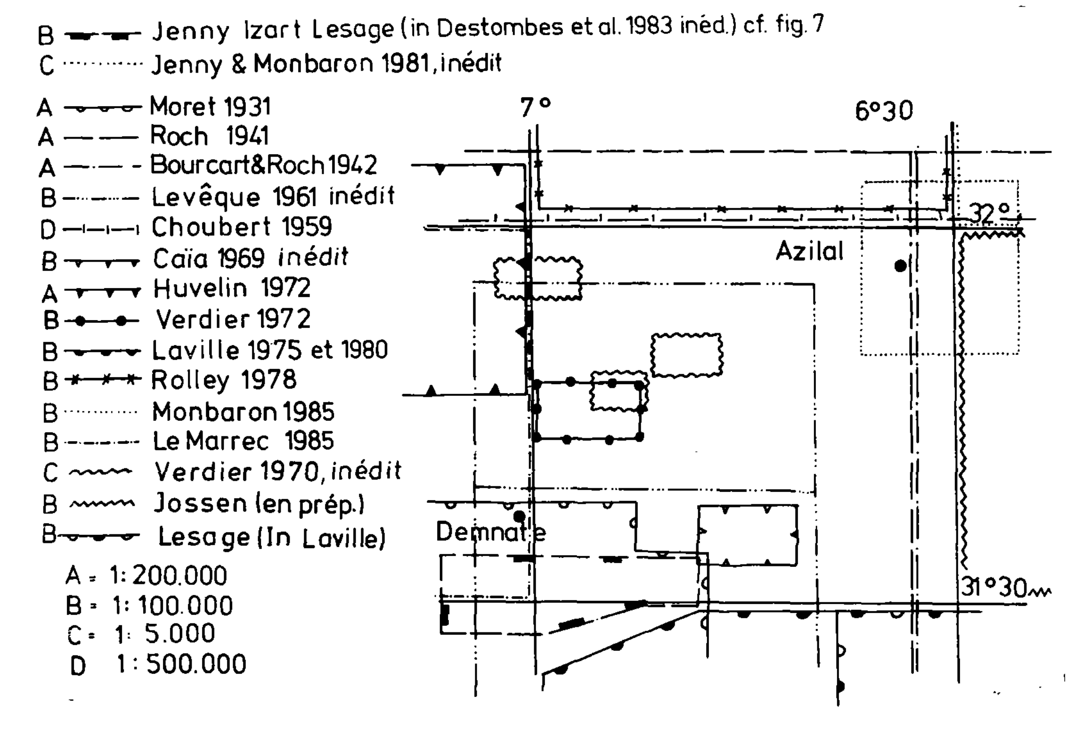


Fig. 4 : Index des cartes géologiques consultées

ciaire. Il ne faut pas oublier ses passionnantes notes sur le mode de vie des tribus du Haut Atlas.

Les travaux d'aménagement hydroélectriques conduisent P. Lévêque à s'intéresser à la géologie de l'Atlas de Demnat dès 1947. Il poursuivit ce travail dans un cadre plus général et présenta en 1961 une thèse (inédite) sur la géologie et l'hydrologie de l'Atlas de Demnat. Au cours de ses recherches il a publié les principaux résultats avec des collaborateurs [Waterlot (1960), Lardeux (1960), Hlavek (1960), Choubert & Faure-Muret (1956)].

Plus récemment J. Verdier (1972) a observé un accident tectonique majeur, ignoré par P. Lévêque, l'accident Demnat - Boumalne et décrit ses effets sur la sédimentation.

G. Couvreur (1977) a présenté une thèse d'Etat sur la géomorphologie et les dépôts quaternaires de l'Atlas de Demnat. Ce travail contient également d'intéressantes observations géologiques.

Il faut également mentionner les travaux cartographiques concernant les coupures voisines (Fig. 4). E. Laville (1975-1980) et J.-L. Lesage ont cartographié et étudié la tectonique de l'Atlas de Skoura.

J.-P. Rolley (1978) a effectué les levés géologiques de la feuille Afourer et présenté une thèse sur ce secteur (1973).

M. Monbaron (1985) et A. Le Marrec (1985) ont respectivement levé les cartes Béni-Mellal et Demnat, voisines de la feuille Azilal ; une collaboration constante avec ces géologues a été fructueuse.

La reconnaissance géologique de Blant, Duffaud & Amar (1966) a apporté des précisions stratigraphiques et tectoniques très importantes (nappe atlasique de Skoura, décollement de la série liasique) qui ont été reprises par E. Laville (1975-1980) et J.-L. Lesage.

La région d'Azilal a été parcourue dès 1936 par les géologues du Service d'Études des Gîtes Minéraux. Leurs travaux seront mentionnés dans le chapitre VI. On peut cependant déjà citer J. Caïa (1969 inédit) qui a dressé une carte géologique de la région d'Abachkou, à la tectonique compliquée, et riche en minéralisation.

PRÉSENT TRAVAIL

En ce qui concerne ce travail, les recherches géologiques et les levés cartographiques ont été entrepris en automne 1978 par l'auteur et ont été achevés en 1983. Cette durée, relativement courte pour une région aussi vaste et complexe, était fixée dès le début, pour des raisons pratiques.

Malgré un travail intensif sur le terrain durant 430 jours, certains problèmes n'ont pu être approfondis, mentionnons par exemple l'étude des dépôts du Permo-trias qui présente parfois d'importantes variations de puissance et dont la stratigraphie est mal connue, l'usage de la microtectonique aurait pu préciser les idées sur la structure; enfin les minéralisations , si elles ont, autant que possible, été mentionnées, elles n'ont pas été étudiées.

REMARQUE

L'usage d'unités lithostratigraphiques, bien que peu répandu au Maroc et dans l'Atlas en particulier, se justifie particulièrement bien dans ce secteur où les éléments de datations sont rares ; il est donc souvent fort aléatoire d'attribuer les terrains à tel ou tel étage, attribution qui pourrait être modifiée en fonction de nouvelles découvertes. Ce problème s'est maintes fois présenté et certaines couches jurassiques ont porté successivement jusqu'à six attributions différentes.

En ce qui concerne le Jurassique, il a souvent fallu créer deux unités relativement synchrones, ou parfois même trois, pour cartographier distinctivement les faciès continentaux à lagunaires d'une part, les faciès de plate-forme d'autre part. Dans certains cas une autre unité regroupe les dépôts encore plus profonds (Fig. 5). Nous avons pu dans de rares cas employer des unités lithostratigraphiques déjà décrites.

Nous ferons exception à l'usage des unités lithostratigraphiques pour les terrains du Paléozoïque inférieur, par souci de ne pas introduire des unités lithostratigraphiques dans une région où la tectonique perturbe profondément les coupes.

Les dépôts carbonifères de nature chaotique (olistostromes ou mélanges) sont des « Complexes » au sens de Hedberg & coll. (1979) et ont été cartographiés globalement, seuls les éléments kilométriques sont représentés avec leurs contours réels, des éléments (ou olistolites) plus petits sont symbolisés par un triangle dont la couleur indique l'âge ou l'unité lithologique de cet élément.

COULEURS

Pour plus d'objectivité, certaines couleurs ont été décrites avec la classification de la « Rock color chart » de la Société Géologique d'Amérique (1948).

SYMBOLES

La figure 6 regroupe tous les symboles lithologiques, fossiles, et structures sédimentaires utilisés dans les coupes stratigraphiques figurant dans ce travail.

Age \ Région	DEMNAT Le Marrec 1985	AZILAL NW	AZILAL SE	AZILAL NE	BENI MELLAL Monbaron 1985	Z. AHANÇAL Jossen, en prép.
Callovien ?	F. Jbel Sidal	F. Jbel Sidal			F. Jbel Sidal	
↑	F. Iouaridène	F. des Iouaridène			F. Iouaridène	F. Iouaridène
Bathonien	G. Guettioua	F. des Grès des Guettioua			Grès des Guettioua	
	F. d'Azrif	F. de Tanant 3		F. Tillouguit	F. de Tillouguit	
Bajocien		F. de Tanant 2		Bin-el Ouidane 3	F. de Bin-el-Ouidane 3	
Aalénien		F. de Tanant 1	F de Tanant 1	Bin-el-Ouidane 2	F. de Bin-el-Ouidane 2	
				Bin-el-Ouidane 1	F. de Bin-el-Ouidane 1	
Toarcien	F. de Wazzant	F. de Wazzant	F. de Wazzant	F. d'Azilal	F. d'Azilal	Z. Ahançal
Pliensbachien	Aït Chitachen	F. Aït Bazzi	F. Aït Bazzi	F. d'Aganane	F. de Bouimoura ou Tamadout	F. Jbel Azurki
Sinémurien	F. d'Imi-n-Ifri	Dol. d'Imi-n-Ifri	F. Jbel Rat	Calc. d'Imi-n-Ifri	n.m	F. Jbel Rat
Hett. ?	F. d'Aït Ras	F. d'Aït Ras	F. d'Aït Bou Oulli	F. d'Aït Ras	n.m	Aït Bou Oulli
Norien	Bas. Aït Aadel	F. des Basaltes des Aït Aadel			n.m	F. Aït Ras
	F. Tamzawrout F. d'Abadou	F. de Tafilalt			n.m	F. de Tafilalt
Carnien	G. Oukaimeden	F. des Grès de l'Oukaimèden				G. Oukaimèden
	F. d'Issfoula	F. d'Anouffig				
	F. d'Iminogouq?	G. de Tanoumri				
Autunien Stéphanien	F. Temsammate					
Paléoz. ind.	P. x	P. x				

Fig. 5 : Tableau de corrélation des unités lithostratigraphiques

FOSSILES

- Fragments ind
- Algue, stromatolite
- Céphalopode
- Brachiopode
- Bryozoaire
- Coraux
- Crinoide
- Echinoderme
- Ecailles, poisson
- Foraminifère, pollen
- Gastéropode
- Lamellibranche
- Grand lamellibranche
- Empreinte de dinosaure
- Ossement, vertébré
- Ostracode
- Trilobite
- Tentaculite
- Graptolite
- Végétaux

ÉLÉMENTS

- Chert
- Vacu[illegible]
- Galet mou
- Allochem
- Pellet, coprolite
- Géode
- Ooide
- Pisoide
- Onchoide

STRATIFICATION

- mm-bd bancs 1-10 mm
- cm-bd bancs 1-10 cm
- dm-bd bancs 1-10 dm
- m-bd bancs 1-10 m
- granoclassement
- stratification oblique
- chenal
- litage ondulé
- passage progressif

- M Mudstone
- W Wackestone
- P Packstone
- G Grainstone
- B Boundstone

DIVERS

- f Faille
- u Discordance angulaire
- d Discordance parallèle
- Zone décolorée
- Ang. — anguleux
- Arr. — arrondi
- Hard-ground
- Anneau de Liesgang
- Chevauchement

COULEURS

- G Gris
- W Blanc
- N Noir
- Y Jaune
- R Rouge
- V Vert
- Br Brun
- Bl Bleu
- P Rose
- V Violet

LITHOLOGIE

- Calcaires
- Calcaires dolomitiques
- Dolomies
- Calcaires marneux
- Marnes
- Shales
- Argilites, silts
- Grès
- Conglomérats
- Brèche
- C Charbon
- Gypse, sel
- Quartzite

ROCHES MAGMATIQUES

- Roches grenues basiques
- Basaltes

STRUCTURES

- "Teepee structure" (tipi)
- Bioturbation
- Slumps
- Polygones de dessiccation
- Stylolites
- Ripple-marks
- Gouttes de pluie
- Bird eyes
- Cone-in-cone
- Convolute
- Box-work
- Flute cast

Fig. 6 : Légende générale des coupes stratigraphiques figurées

II. – PALÉOZOIQUE : STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE

II. a. Introduction

La boutonnière paléozoïque d'Aït-Tamlil, d'une superficie totale de 400 km², comprend en fait quatre affleurements paléozoïques répartis sur quatre coupures à 1/100 000 (Skoura, Telouet, Demnat et Azilal). Les 2/3 de la superficie totale se trouvent sur la feuille Azilal.

C'est L. Gentil en 1905 qui découvre la boutonnière paléozoïque dans laquelle il décrit les premiers graptolithes siluriens du Maroc. E. Roch (1939) en établit la stratigraphie et délimite la boutonnière. Il reconnaît l'âge viséen des flyschs mais place les psammites de l'Ordovicien dans le Silurien (Gothlandien) car les shales à Graptolithes y sont généralement intercalés tectoniquement. P. Lévêque (1961) consacre une thèse d'Etat inédite à l'Atlas de Demnat dans laquelle il interprète la série paléozoïque en plis couchés. Il n'observe pas les écaillages de l'Ordovicien de la région du Rat dont il donne pourtant des coupes géologiques.

P. Huvelin (1970) fait preuve de clairvoyance lorsque, constatant que l'épaisseur du Siluro - lochkovien ne dépasse jamais 250 m dans l'autochtone d'Aït-Tamlil, alors que E. Roch lui attribuait 1500 m de puissance, il envisage, par analogie avec la nappe des Jebilet orientales, l' « hypothèse d'ensembles chevauchants et peut-être de nappes d'âge viséen supérieur ».

J. Jenny et A. Le Marrec (1980) parcourent intensivement la boutonnière dans le cadre des levés géologiques des cartes Azilal et Demnat. A cette occasion ils découvrent les affleurements de Précambrien de la partie méridionale de la boutonnière et surtout la nappe d'Aït-Tamlil : ensemble d'écailles de psammites de l'Ordovicien séparées par des shales siluriens reposant sur un complexe chaotique.

Les recherches sur le terrain se poursuivent de 1980 à 1983, sur les plans cartographiques (J. Jenny), sédimentologique (A. Izart), stratigraphique (J.-L. Vieslet et S. Willefert) et tectonique (J.-L. Lesage).

Ce sont les résultats de ces recherches communes qui sont exposés ci-dessous

II. b. Contexte géologique

La boutonnière d'Aït-Tamlil s. str. peut être divisée en trois zones structurales distinctes séparées par des accidents tectoniques majeurs de direction E-W.

La zone d'Ibouroudène constitue la partie méridionale de la boutonnière. Les terrains attribués au « Précambrien III » et au Paléozoïque inférieur qui y affleurent ne sont affectés que de larges ondulations. Ils sont discordants sur des schistes sériciteux et des quartzites (Précambrien II). Stratigraphiquement et tectoniquement, cette zone se rattache à la partie occidentale de la boutonnière de Skoura.

L'accident d'Ibouroudène, d'orientation E-W, limite au Nord cette zone paléozoïque pas déformée par l'orogenèse hercynienne. Cet accident majeur d'importance continentale est très visible en amont des villages d'Ibouroudène et de Targa grâce aux lentilles de grès rouges du Trias qui le jalonnent, preuve des rejeux post-hercyniens de cet accident. L'accident d'Ibouroudène semble se raccorder à l'Ouest avec l'accident Ourika-Taddert (Proust *& al.*, 1977) branche Sud de la zone de décrochement du Tizi-n-Test.

Vers l'Est, l'accident disparaît sous la couverture liasique décollée du J. Tignousti-M'goun, pour réapparaître à Amzeri et continuer, toujours de direction E-W, au Sud de l'Ighil-M'goun dans le tégument triasique.

Si l'on recherche la limite septentrionale du craton africain, dans ce secteur, l'accident d'Ibouroudène joue parfaitement ce rôle, en lieu et place de l' « accident Sud-atlasique » inexistant sur le segment du Haut Atlas considéré ici.

La zone d'Aït-Tamlil est limitée au Sud par l'accident d'Ibouroudène et au Nord par l'accident d'Aït-Tamlil. Elle se caractérise par une succession de plis (en partie tout au moins coniques) d'orientation N 135 à N 110 affectant des terrains ordoviciens, siluriens et dévoniens dont les faciès diffèrent peu de ceux de Skoura.

L'accident d'Aït-Tamlil est constitué par un faisceau de failles d'orientation moyenne E-W. Son tracé est complexe, il peut être souligné par des lambeaux entraînés de calcaires du Dévonien inférieur

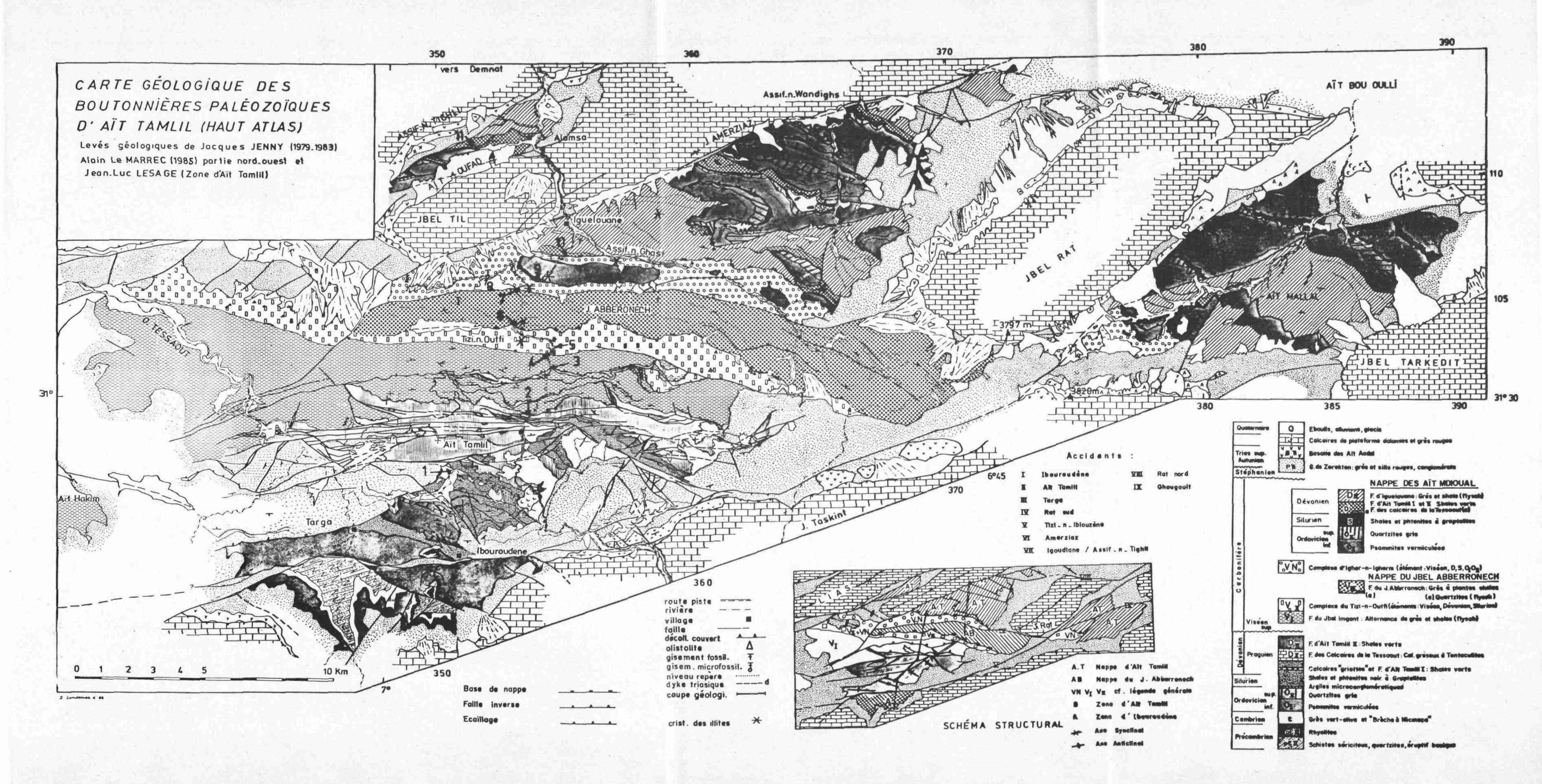


Fig. 7 : Carte géologique des boutonnières paléozoïques d'Aït-Tamlil

terminal (Formation des Calcaires de la Tessaout) ou des zones à schistosité. A l'Ouest il rejoint l'accident du Meltsen (Proust & *al.*, 1977 ; Jenny, 1983).

La zone d'Aït-Mdioual s'étend au Nord de l'accident d'Aït-Tamlil. Un millier de mètres de flyschs viséens supérieurs autochtones, mais cisaillés, surmontés de nappes de glissements et d'olistostromes qui leurs sont associés y affleurent.

Sur la coupure Azilal, n'apparaît que la zone d'Aït-Mdioual. On trouvera donc ci-dessous la description sommaire des formations suivantes : à la base les *Flyschs du Jbel Imgant* datés du Viséen supérieur, ils passent progressivement verticalement au *Complexe du Tizi-n-Outfi,* olistostrome précédant la nappe de glissement viséenne des *Flyschs du Jbel Abberonech. Le Complexe d'Igher-n-Igherm* est surmonté par la *Nappe d'Aït-Tamlil* (Ordovicien, Silurien et Dévonien écaillé), nappe de glissement reprise ultérieurement par des cisaillements affectant tant les flyschs autochtones que tous les terrains allochtones.

II. c. Stratigraphie

c. 1. FORMATION DU JBEL IMGANT

(= V_I Sur la carte) (Jenny & Le Marrec, 1980) Viséen supérieur.

1. SYNONYMES : Flyschs viséens (Série C), (Levêque, 1961).
Schistes noirs du Viséen (Roch, 1939).
Schistes de la Tessaout (Gigout, 1937).

2. INTRODUCTION : La formation du Jbel Imgant est une puissante unité de flyschs d'âge viséen supérieur reposant sur les siltstones verdâtres dévoniens de la Formation d'Aït-Tamlil. Cette formation doit être considérée comme autochtone car elle se retrouve tant dans la partie septentrionale de la boutonnière d'Aït-Tamlil que dans celle d'Aït-Hakim, transgressive sur des terrains indubitablement autochtones.

3. DESCRIPTION : Vu la puissance de cette formation il n'est pas envisageable de décrire une coupe stratigraphique complète. Nous décrirons donc ses limites inférieures et supérieures ainsi que ses caractéristiques sédimentologiques. Cette unité s'observe aisément le long de la piste d'Aït-Tamlil depuis le village éponyme jusqu'au début de la montée raide au Tizi-n-Outfi (pt 1861).

Base de la formation : La base stratigraphique des flyschs du Jbel Imgant n'est clairement visible qu'en un seul endroit, 18 km à l'Est d'Aït-Tamlil (344,5/102,5). Au-dessus des grès et pélites verdâtres dévoniens (F. d'Aït-Tamlil 2) nettement affectés de plis décimétriques, on observe un conglomérat verdâtre puissant de 2 m, remaniant des éléments, parfois plissés de la F. d'Aït-Tamlil 2, 8 m d'argiles gréseuses grises contenant encore des fragments de shales verts surmontent les conglomérats. Suivent 30 m environ de siltites gris-noir passant progressivement, avec intercalation de bancs de grès, au Flysch du Jbel Imgant.

Le sommet des Flyschs du Jbel Imgant est parfaitement clair près d'un petit pont, immédiatement avant la montée rapide vers le Tizi-n-Outfi, près de 5 km en amont d'Aït-Tamlil. Les bancs de grès magnifiquement ornés de « flute-cast », diminuent progressivement et dans les pélites apparaissent des galets puis des blocs.

Il s'agit du passage *graduel* des Flyschs du Jbel Imgant au *Complexe du Tizi-n-Outfi.*

« – Les deux tiers inférieurs présentent une succession de séquences de turbidites : calcaires gréseux-siltite-shale gris noir, arrangée ou non en cycles (mégaséquence positive et négative), à flute cast (paléocourants vers le N ou vers le N E). Un bassin marin reçoit donc des turbidites isolées ou arrangées en lobe de dépôt (cycle) d'un cône sous-marin du type haute efficacité de transport (Mutti, 1979 inéd.) alimenté à partir d'une île séparant Skoura d'Aït-Tamlil et d'une plate-forme étroite à delta et dépôt calcaire actuellement disparue par érosion.

– Le tiers supérieur montre des lentilles conglomératiques, des blocs de calcaire de plate-forme, des séquences de turbidites isolées.

Une lentille conglomératique chenalisée est connue à Izrane (357, 7/102,6). Elle est accompagnée d'avalanches sous-marines de blocs calcaires viséens en provenance de la plate-forme méridionale. Une autre lentille de ce type, située 3 km au NNW d'Aït-Tamlil (351,5/102,5) contient des blocs de psammites ordoviciennes atteignant 60 cm, des coraux, de nombreux crinoïdes et quelques galets d'éruptif basique pris dans une matrice gréso-pélitique grise. Un bassin marin reçoit donc des turbidites isolées, des avalanches de blocs et sa pente est entaillée par des canyons alimentant des cônes sous-marins de type supracône à matériel grossier (Normark, 1970) ou de type basse efficacité

pt 1821 (Calc. Tessaout)
Lias de l'Igane - n - Warg
pt 3017
Ibouroudène
Psammites Ordovic.
Calc. du Lias inf.
Pincée de Trias sur la faille d'Ibouroudène
Grès rouges du Trias
Quartzites de l'Ordov. sup.
Є moy.
pЄ III
pЄ II
Dévonien
Silurien
Tallant
Oued Tessaout
Calc. Tessaout

Fig. 8 : Panorama de la vallée d'Ibouroudène vu de la Tessaout à Tallant

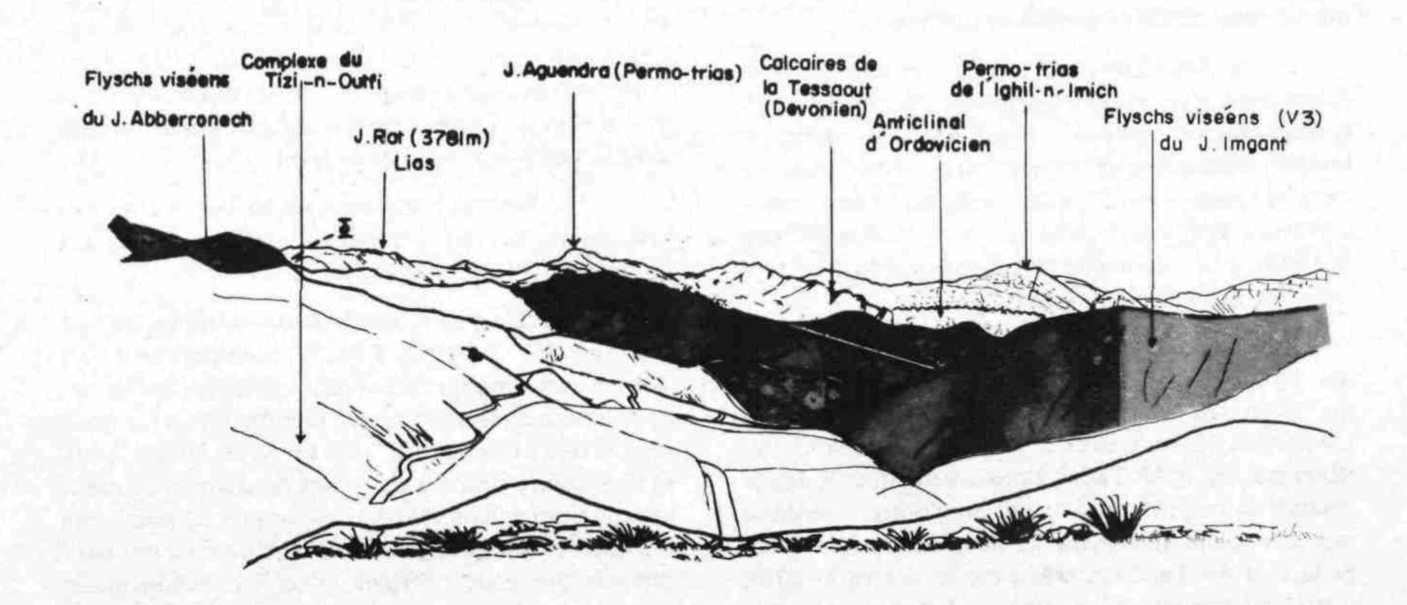


Fig. 9 Panorama du Tizi-n-Outfi vers le Sud.

de transport (Mutti, 1979, 1979 inédit) » (A. Izart, comm. pers.).

La puissance totale de la Formation du Jbel Imgant est pratiquement impossible à mesurer en raison des replis multiples et des cisaillements ; elle ne doit pas dépasser 2500 m dans la région de Tizzert (349/99) au Nord de la Tessaout ; le long de la piste d'Aït-Tamlil elle mesurerait plutôt 1800 m de puissance.

4. FOSSILES ET AGE : E. Roch (1939) n'y avait découvert que quelques brachiopodes (Spiriféridés) peu déterminables, P. Lévêque (1961) la plaçait dans le Viséen moyen grâce à un corail découvert dans les conglomérats d'Izrane *Paleosmilia* aff. *nodosa* (Kabakovich). Cet auteur figurait pourtant des foraminifères caractéristiques du Viséen supérieur. C'est la microfaune, souvent abondante à la base des grès (Séquence Ta) qui a permis d'attribuer cette unité au Viséen supérieur (V 3b γ R. Conil, *in* Jenny & Le Marrec, 1980).

Les déterminations de J.-L Vieslet précisent cette attribution, toujours grâce aux foraminifères : V3b α (bloc) à V3b γ (turbidites).

c. 2. COMPLEXE DU TIZI-N-OUTFI

(V_{II}) post Viséen supérieur.

1. SYNONYMES : Formation du Tizi-n-Outfi (Jenny & Le Marrec, 1980).

2. INTRODUCTION : Cette unité qui n'avait pas été reconnue avant les travaux de Jenny et Le Marrec en 1980, affleure assez mal dans la descente du Tizi-n-Outfi vers Aït-Tamlil. Ce n'est que le parcours de cette unité vers l'Est qui a permis d'observer correctement le contact supérieur de cette unité au pied du Jbel Aguendra (362/102,5).

Il faut relever ici que cette unité chaotique, comme du reste le Complexe d'Igher-n-Igherm, présente sur les photographies aériennes une teinte claire qui la distingue facilement des flyschs qui l'encadrent, apparaissant presque noirs sur les clichés.

3. DESCRIPTION : Le Complexe du Tizi-n-Outfi est une unité chaotique, constituée de shales gris à patine d'altération jaunâtre emballant des olistolites de calcaire dévonien, et surtout, de quartzite et de grésopélites de la Formation d'Abberonech. L'épaisseur est très délicate à estimer, impossible à mesurer, elle doit dépasser 400-500 m de puissance. On observe également quelques blocs de psammites de l'Ordovicien (359,8/103,5) et des shales à graptolithes (362,1/102,9).

– Limite inférieure : Cette unité repose en concordance sur la Formation du Jbel Imgant, avec passage progressif entre ces deux formations.

– Limite supérieure : Il est surmonté tectoniquement par les Flyschs du Jbel Abberonech.

4. INTERPRÉTATION : Le Complexe du Tizi-n-Outfi est une unité chaotique de type olistostrome, résultant de l'accumulation de blocs, en avant de nappes de glissement.

5. AGE : Surmontant les flyschs V3b (F. du Jbel Imgant), et contenant un bloc du même âge, un post V3b est donc certain, mais aucun autre élément ne permet de préciser cette attribution.

c. 3. FORMATION DU JBEL ABBERONECH

(V_{III}) Viséen supérieur (Jenny & Le Marrec, 1980).

1. SYNONYMES :

– Schistes verts et grès roux à plantes (Roch, 1939, p. 132).

– Grès et psammites roux à plantes (Lévêque, 1961) (Namuro-Westphalien).

– Formation du Jbel Abberonech (Jenny & Le Marrec, 1980).

2. INTRODUCTION : Ce sont des plantes fossiles récoltées dans cette unité le long de la piste d'Aït-Tamlil (353/105,8) qui ont permis à E. Roch (1939) d'établir l'existence du Viséen dans la boutonnière d'Aït-Tamlil. Les travaux de reconnaissance de Jenny & Le Marrec (1980) n'avaient pas apporté de précision stratigraphique et de plus leur interprétation tectonique pour cette unité était fausse. Il a fallu de multiples traversées de la partie orientale de la boutonnière pour délimiter les affleurements de cette formation qui

s'étend jusqu'au Jbel Rat, comprendre sa position structurale en nappe, et y trouver des calcaires bioclastiques à foraminifères du Viséen supérieur.

Cette formation répétée par écaillage constitue une nappe de glissement, la nappe du Jbel Abberonech surmontant le complexe du Tizi-n-Outfi. Elle pourrait avoir été la couverture viséenne de la série allochtone actuellement susjacente (Nappe d'Aït-Tamlil).

3. DESCRIPTION : Cette formation étant répétée par écaillage, nous ne présentons donc pas une colonne lithostratigraphique. Cette formation s'observe le long de la piste d'Aït-Tamlil avant le Tizi-n-Outfi, mais présente de meilleurs affleurements à la crête d'Ine-Rafdane (350/105,5) et à Inighdene (366,8/102,8).

Limites inférieure et supérieure : tectonique, base stratigraphique non observée.

« C'est une répétition de la mégaséquence négative suivante (« coarsening and thickening upward sequence ») : argile et siltite laminé, alternance de grès crème à rides, lamines parallèles, chenaux à débris de plante, et d'argile à passage rapide de l'une à l'autre, grès blancs chenalisés à stratification parallèle et oblique, conglomérats à éléments calcaire ou calcaire gréseux à foraminifères. C'est une mégaséquence négative majeure deltaïque (Elliot, 1974, 1976) avec un prodelta à dépôts argileux et silteux, des barres sableuses situées à l'avant des bouches distributrices (mégaséquence positive) surmontée de faciès carbonaté d'abandon de lobe de dépôt du delta. Il s'agit donc là de dépôt de plate-forme marine bordant les zones internes émergées (patrie des nappes ?) » (A. Izart, comm. pers.).

4. FOSSILES ET AGE : P. Bertrand avait reconnu *Asterocalamites gr. scrobiculatus* et un rachis de *Sphenophyllum* parmi les végétaux collectés par E. Roch (1939), qui attribuait donc les grès au Viséen. Les foraminifères récoltés dans la coupe d'Ine-Rafdane précisent cette attribution stratigraphique, il s'agit du Viséen supérieur (V3b).

c.4. COMPLEXE D'IGUER-N-IGHERM

(VN) Viséen supérieur ou Namurien inf.

1. SYNONYMES : Formation d'Iguer-n-Igherm (Jenny & Le Marrec, 1980).

2. INTRODUCTION : Cette unité, contrairement à sa dénomination originale, doit être appelée «complexe» selon les recommandations du Guide stratigraphique international (Hedberg & coll., 1979), car elle regroupe « divers types d'une ou plusieurs catégories de roches... caractérisée par une structure si compliquée que la succession originale des roches n'est pas déchiffrable ».

3. DESCRIPTION: Le Complexe d'Iguer-n-Igherm est une unité chaotique constituée par la juxtaposition de blocs centimétriques à kilométriques d'âge et de lithologie variés. Nous décrirons dons ses limites ainsi que ses caractéristiques pétrographiques et l'origine de ses composants.

Limite inférieure : la base du complexe n'est pas connue car la faille du Jbel Rat limite au Sud ses affleurements. On peut se demander si la faille du Rat existe réellement ou s'il s'agit d'un contact sédimentaire verticalisé entre le complexe et les flyschs du Jbel Abberonech. L'existence d'une faille est plus vraisemblable en raison du tracé presque rectiligne du contact et surtout par le fait que les grès du Trias sont coupés par son extrémité orientale.

Limite supérieure : le Complexe d'Iguer-n-Igherm est surmonté par des écailles de « flyschs » dévoniens (F. d'Iguelouane) et de psammites ordoviciennes superposées décrites ci-dessous comme « Nappe d'Aït-Tamlil ».

Le Complexe d'Iguer-n-Igherm est une unité chaotique, type olistostrome, résultant de l'accumulation de blocs sans matrice apparente. Nous avons reconnu des psammites de l'Ordovicien, des quartzites également ordoviciens, des lambeaux de shales à Graptolithes, des calcaires à Tentaculites du Dévonien et de nombreux éléments indéterminables. Néanmoins, signalons l'absence de roches magmatiques et métamorphiques, de calcaires cambriens, de calcaires à *Scyphocrinites* (Silurien) ou de « calcaires griottes » (Dévonien) faciès caratéristiques de l'autochtone d'Aït-Tamlil et de Skoura.

Il est à relever que l'on trouve dans le Complexe les éléments constituant la nappe d'Aït-Tamlil. La puissance de cette unité chaotique est estimée à plus de 400 m entre la base de la nappe d'Aït-Tamlil et la vallée du Ghasf.

La taille des éléments atteint des valeurs kilométriques. Les blocs de psammites compacts et résistants à l'érosion sont les plus spectaculaires. La piste d'Aït-Tamlil coupe un des plus grands, quelques kilomètres en amont d'Iguelouane. La nouvelle piste d'Aït-Mghrarine permet d'observer quelques blocs d'Ordovicien et de Silurien de taille plus modeste (326/106,7). Le long d'Assif-n-Ghasf on rencontre

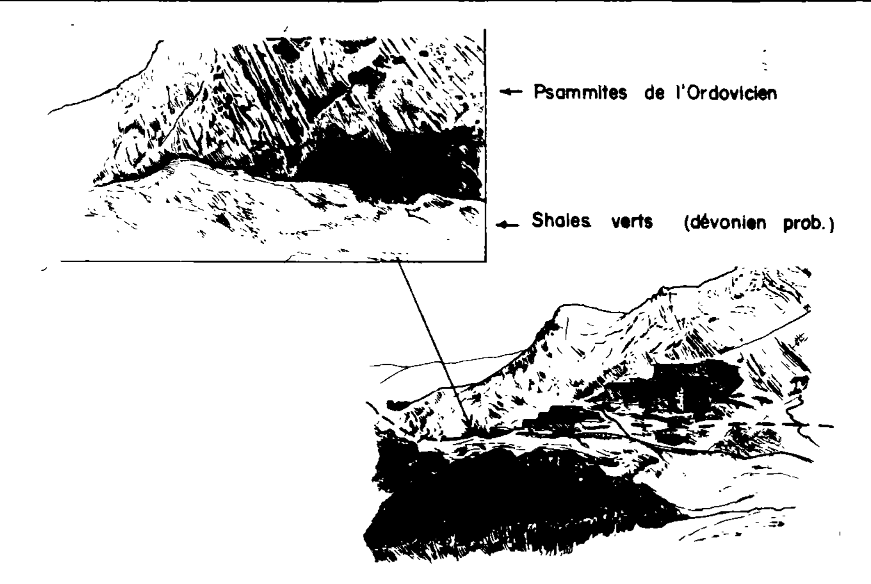


Fig. 10 : Tamaçaht (vallée du Ghasf) : Bloc ordovicien kilométrique dans le Complexe d'Iguer-n-Igherm

plusieurs masses de psammites isolées dans des terrains mous (Fig. 10). Les éléments sont accumulés sans ordre apparent.

La déformation des éléments est variable : les psammites sont souvent simplement découpées en bloc sans pli majeur alors que les shales du Silurien comme les calcaires de la Tessaout sont parfois extrêmement plissés voire dilacérés, surtout immédiatement sous les écailles (364,2/106,2).

L'âge du Complexe d'Iguer-n-Igherm est impossible à déterminer, il est plus jeune que l'élément le plus récent reconnu, donc post-dévonien moyen. Si, comme notre reconstitution tectonique (cf. II) le propose, le complexe est postérieur à la Nappe du Jbel Abberonech et par là au flysch du Jbel Imgant, un âge post-viséen terminal est probable, le Namurien est même possible.

4. INTERPRÉTATION : Le Complexe d'Igher-n-Igherm est constitué par la juxtaposition anarchique de blocs centimétriques à plurikilométriques d'âge ordovicien, silurien et dévonien dont les faciès correspondent exactement à ceux de la nappe d'Aït-Tamlil. Quelques affleurements dans les Aït-Mdioual (3452/106,7) montrent que les contacts entre les divers éléments sont tectoniques ou plutôt tectonisés. Nous interprétons cette unité lithostratigraphique comme un *olistostrome orogénique*(1), c'est-à-dire d'une accumulation par glissement de fragments issus d'une nappe en formation (écaillage) ou en mouvement. Cet olistostrome a été ultérieurement tectonisé d'une part par le rejeu en cisaillement de la base de la nappe d'Aït-Tamlil, d'autre part par les mouvements décrochants des accidents Til-Amerziaz et du Rat.

c. 5. NAPPE D'AIT-TAMLIL

1. **Introduction** : Surmontant le Complexe d'Iguer-n-Igherm, on observe dans la partie orientale de la boutonnière d'Aït Tamlil s. str. (Aït-Mdioual), dans celle d'Aït-Mallal ainsi que le long d'Assif-n-Tighli, des terrains ordoviciens, siluriens et dévoniens écaillés. A la différence de l'unité sous-jacente, les couches se suivent souvent sur de longues distances (plus de 10 km) et l'établissement d'une stratigraphie est possible.

Nous décrirons donc ci-dessous les constituants par ordre stratigraphique, du plus ancien au plus jeune, puis les replacerons dans leur contexte tectonique.

Remarque : Le nom de nappe d'Aït-Tamlil introduit en 1980 est conservé ici bien que la nappe éponyme se trouve en réalité sur le territoire des Aït-Mdioual car dans la littérature, le nom d'Aït-Tamlil apparaît fréquemment. Il se rapporte, au sens de l'auteur, à la boutonnière toute entière qui, en fait,

(1) Ceci par opposition aux olistostromes « anorogéniques » formés par exemple par l'effondrement de falaises en bordure d'un bassin. Ce type d'olistostrome est connu dans le Viséen supérieur de la boutonnière de Skoura (Tizi-n-Toudma, Laville, 1980) à Tinerhir (Michard & *al.*, 1981) et en lentilles dans la Formation du J. Imgant.

recoupe plusieurs territoires de tribus (Aït-Mdioual, Aït-Mgoun, Aït-Mallal, Aït-Chitachène).

2. Ordovicien
(Fig. 11)

Les psammites sont les terrains les plus anciens impliqués dans la nappe dont ils occupent la plus grande superficie. Le contact inférieur des psammites est toujours tectonique. Pétrographiquement rien ne les distingue de leur équivalent autochtone. Certaines écailles de psammites dépassent 600 m de puissance. Il existe donc un niveau de décollement au sein de l'Ordovicien, dont on ne retrouve pas les termes inférieurs connus dans la boutonnière de Skoura où Blant, Duffaut & Amar (1966) ont mesuré 2000 m d'Ordovicien. Nous attribuerons les psammites au Llandeilo par analogie avec le Tizi-n-Fedghat où ce faciès est daté par trilobites. Des barres de quartzites gris brillant à patine brun-noir en bancs pluridécimétriques surmontent localement les psammites. Des microconglomérats à quartz arrondis, connus au Maroc sous le nom d' « argiles microconglomératiques » leurs sont parfois associés. Ce faciès est bien caractéristique de l'Ashgill (Destombes, 1985) au Maroc. Il s'observe, par exemple, près de Talaswat (368/108,8).

3. Silurien
(Fig. 11)

Les shales et phtanites noirs à graptolithes du Silurien constituent le niveau repère le plus important de la nappe d'Aït-Tamlil car ces faciès caractéristiques jalonnent les plans de chevauchement des écailles de psammites de l'Ordovicien.

Il faut relever que tant E. Roch (1939) que P. Lévêque (1961) n'avaient pas observé les chevauchements et pensaient que les schistes à graptolithes étaient intercalés sédimentairement parmi les psammites et donc que les dépôts siluriens étaient extrêmement puissants (P. Lévêque, devant la répartition anormale des Graptolithes prélevés dans les plans de chevauchement mettait en doute la validité de l'échelle standard de répartition de ces organismes).

Localement pourtant, les sédiments siluriens et dévoniens sont conservés sur les psammites ordoviciennes, au-dessus de l'écaille la plus inférieure de la nappe d'Aït-Tamlil par exemple. La coupe de Tiniwaoult (Fig. 11 B) sur le flanc nord du Jbel-n-Iskrim est la mieux exposée (364,4/107,5). Au-dessous des quartzites de l'Ordovicien supérieur affleurent quelques dizaines de mètres de shales et phtanites noirs contenant de nombreux graptolithes. Des shales verts (F. d'Aït-Tamlil I) du Dévonien inférieur surmontent les schistes à Graptolithes.

Il faut relever l'absence, dans le Silurien, de calcaires à Crinoïdes *(Scyphocrinites)* et des faciès marneux autochtones connus au bord de la Tessaout (cf. Jenny & Le Marrec, 1980, Fig. 3 c).

S. Willefert a reconnu parmi les échantillons provenant de la nappe d'Aït-Tamlil des graptolithes caractéristiques du Llandovery et Tarannon, Wenlock, Ludlow.

4. Dévonien

A. – FORMATION D'AIT-TAMLIL I, CALCAIRES DE LA TESSAOUT, FORMATION D'AIT-TAMLIL II
(Fig.11)

Au-dessus des shales noirs à graptolithes apparaissent progressivement des shales verts, d'apparence satinée, apparemment azoïques. Ces shales, d'une puissance de 20 m, peuvent être assimilés à la Formation d'Aït-Tamlil I, d'autant qu'ils sont surmontés par des bancs de 10 à 40 cm de grès calcareux bruns alternant avec des shales verdâtres. Le passage grès/shale est progressif, il doit s'agir là de turbidites ; quelques rares tentaculites ont été trouvés dans ces niveaux qui peuvent être rapprochés, bien que moins carbonatés et de puissance réduite, des calcaires de la Tessaout, d'âge praguien à emsien.

Progressivement les niveaux carbonatés disparaissent, il reste alors les shales verdâtres « satinés » avec localement des intercalations de bancs quartzitiques à la base.

Ces shales épais de 60 m sont assimilés à la Formation d'Aït-Tamlil II. Progressivement, s'intercalent des lits centimétriques de grès quartzeux, souvent ferrugineux, de faciès type flysch constituant la Formation d'Iguelouane.

B. – FORMATION D'IGUELOUANE
(d_{IV}) (Jenny & Le Marrec, 1980)
Dévonien moyen ?

1. SYNONYMES : Schistes et grès vert (p.p. ?) (Lévêque, 1961)

2. INTRODUCTION : Cette formation a été créée par Jenny & Le Marrec en 1980 pour cartographier un flysch distal, à bancs gréseux centimétriques, affleurant bien près du village d'Iguelouane, sur la piste d'Aït-Tamlil. Ces auteurs le plaçaient, sans argument paléontologique, dans le Carbonifère. Cette étude nous conduit à l'attribuer au Dévonien. Cette unité ne

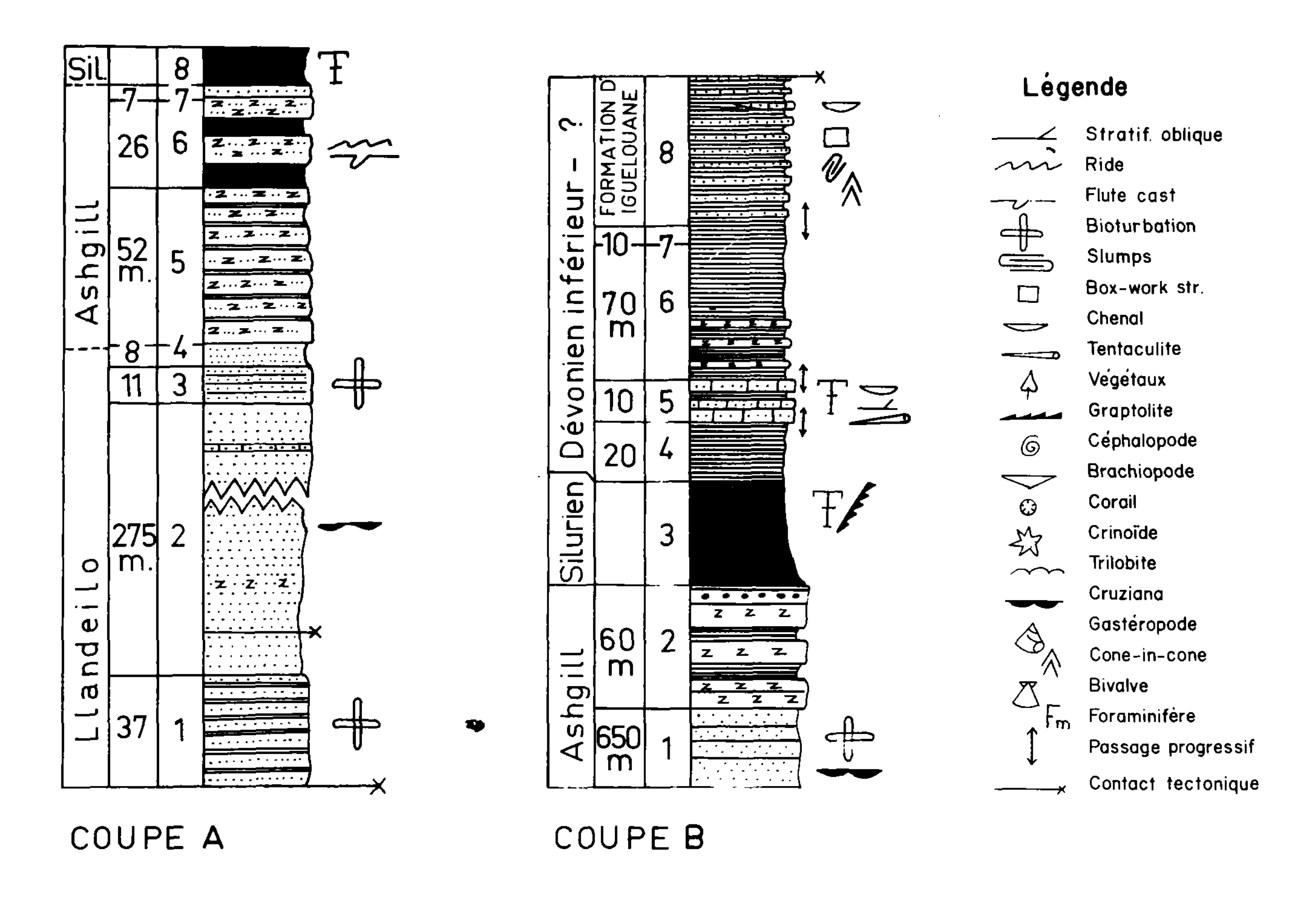


Fig. 11 : Coupes stratigraphiques dans les terrains allochtones (Nappe d'Aït-Tamlil).

Coupe A : Haut Assif-n-Tighli (base : 110,5/349)

1. schistes psammitiques et psammites gris cendré à noir, vermiculations noires d'un diamètre de 2 à 3 mm perpendiculaires au litage, flaser bedding ; 2. psammites de couleur gris cendré à flaser bedding. Intercalations de niveaux calcareux et quartzitiques lenticulaires. Cet ensemble est affecté par des failles mineures. Des horizons de grès en plaquettes produisent des zones déprimées ; 3. *idem* à 1 ; 4. grès en plaquettes noirs sans vermiculation, mais avec des filons de sidérose ; 5. grès quartzitiques gris, brillants, patine brune-noire, bancs de 20 à 30 cm, interbancs de grès gris, en plaquettes de 10 cm ; 6. grès quartzitique gris avec shales, silts micacés noirs en plaquettes millimétriques. Figures de courant et surfaces de base de bancs ondulées. Au sommet : phtanites et shales micacés altérés en banc crème, stratification entrecroisée; 7. grès gris foncé micacés en bancs décimétriques. Shales noirs au sommet ; 8. argilites à Graptolithes du Silurien.

*Coupe B : Tiniwaoult** (base : 364/107,5)*

1. psammites gris cendré, bioturbation ; 2. grès quartzitiques en bancs pluri-décimétriques, au sommet localement pélites à petites billes de quartz sphérique (= « argiles microconglomératiques » ; 3, shales noirs et phtanites, efflorescences de sels et oxydes à nombreux graptolithes ; 4. F. d'Aït-Tamlil I : shales vert olive satinés ; 5. calcaires de la Tessaout : grès calcareux (turbidites) avec granoclassement et stratifications obliques, bancs de 10 à 40 cm ; 6. et 7. F. d'Aït-Tamlil II : shales vert-olive, à la base, des bancs de quartzites intercalés. Dans la partie supérieure on trouve des grès fins à « convolute » ; 8. F. d'Iguelouane.

s'observe en position stratigraphique que sur les sédiments ordoviciens et siluriens de la nappe d'Aït-Tamlil (Coupe de Tiniwaoult** et Tala-n-Izri) ou, en vastes écailles, à sa base (Coupe d'Iguelouane et Tidmamine).

3. DESCRIPTION : La formation d'Iguelouane s'étend du village éponyme jusqu'à la Nappe d'Aït-Tamlil. De beaux affleurements existent le long d'un affluent de l'oued Ghasf conduisant à Tidmanine (359,5/109).

Limite inférieure : Cette unité lithologique surmonte stratigraphiquement les shales de la Formation d'Aït-Tamlil II. Ce contact, progressif, est visible au bord de la piste d'Aït-Tamlil (354,9/107,6) et dans la nappe près de Tiniwaoult** (364,4/107,5).

Limite supérieure : Tectonique, érosion ou Trias transgressif.

4. INTERPRÉTATION : « La majeure partie de la formation est constituée de turbidites distales (siltite-argile) arrangées en lobes de dépôt (cycle) d'un cône sous-marin profond, et alimentées directement par un delta à mégaséquence négative majeure (base et intercalations au sein de la formation) ». (A. Izart, comm. pers.).

FOSSILES ET AGE : Un âge dévonien inférieur à moyen est proposé en raison :

– du passage progressif en cette unité et la Formation d'Aït-Tamlil II, datée du Dévonien inférieur ;

– de la présence probable en coupes minces de tentaculites indéterminables ;

– de l'absence totale de microfaune (foraminifère) dans des faciès calcareux, faciès dans lesquels on serait assuré de trouver des foraminifères si on avait affaire à des sédiments viséens.

Il faut signaler qu'une recherche de Conodontes dans des faciès calcaires (turbidites) est restée vaine et qu'une étude palynologique n'a révélé que la présence de Leiosphères sans intérêt stratigraphique. La matière organique est pourtant abondante, mais carbonisée (Indice d'altération thermique entre 4 et 4,75) (K. Rahmani-Antari, comm. pers.).

6. COMPARAISON : Cette formation est comparable lithologiquement et contemporaine de celle décrite par M. Bouabdelli (1982) dans la région d'Azrou (Aït-Mimoun - Bou-Agri) ou par P. Huvelin (1977) dans les Jebilet, avec ici une épaisseur beaucoup plus grande. Le Dévonien inférieur (à moyen ?) dans ces régions est donc caractérisé par une sédimentation de type bassin à turbidites.

II. d. Tectonique

1. Géométrie des nappes d'Aït-Tamlil et du Jbel Abberonech

La nappe d'Aït-Tamlil comprend des terrains ordoviciens à dévoniens plissés et écaillés, avec troncatures basales reposant sur une unité chaotique de type olistostrome (Complexe d'Iguer-n-Igherm).

La nappe d'Aït-Tamlil se compose en fait de deux unités : à la base une épaisse série de flyschs dévoniens (F. d'Iguelouane) plissés et peut-être écaillés. Comme pour la nappe du Jbel Abberonech, la pauvreté en horizons-repères nécessiterait des études structurales détaillées pour préciser sa géométrie.

Dans la partie supérieure ces écailles sont constituées essentiellement par les psammites de l'Ordovicien pouvant dépasser 600 m de puissance. Cette série a dû se décoller du socle au niveau des schistes psammitiques du Llanvirn. Les shales à Graptolithes ont joué le rôle de lubrifiant dans les plans d'écaillage. Néanmoins, les sédiments siluriens et dévoniens sont restés solidaires sur certaines écailles. L'écaillage se fait selon le schéma des « ramp and flat » (Elliot, 1977) ; ce phénomène se voit bien au N W de Tala-n-Isri (365,4/109,9). Les écailles peuvent être plissées, les plis étant alors rabotés à la base, comme cela s'observe à l'Est de Tidmamine (361,4/109,9, Fig. 12). Faute de fenêtre dans les écailles, leur épaisseur ou la géométrie de plan de base reste assez délicate à estimer (1 km ?).

La nappe du Jbel Abberonech, tout comme celle d'Aït-Tamlil, est composée d'unités écaillées. Contrairement à la seconde, la nappe du Jbel Abberonech ne comprend que des « flyschs » viséens, sans niveaux repères évidents, sa géométrie est donc encore mal connue. On peut toutefois avancer que la base de la nappe du Jbel Abberonech est soit horizontale, comme immédiatement à l'Est du col du Tizi-n-Outfi, soit redressée, comme au Sud de Tazaght (365/102) où cela est particulièrement visible. Entre Tazaght et ce contact, les flyschs du Jbel Abberonech ont un pendage très général vers le NNE.

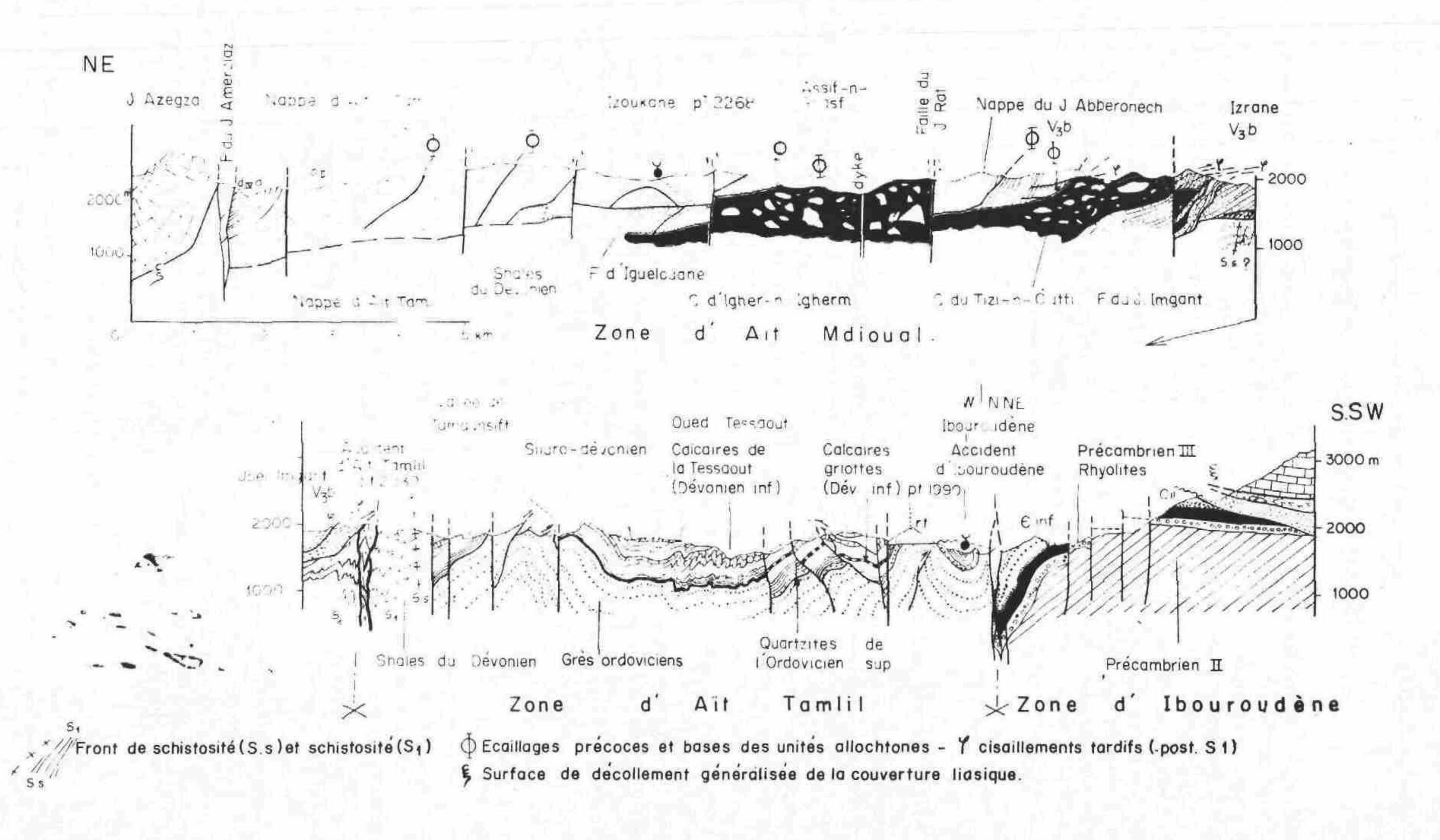


Fig. 12 : Coupe géologique à travers la boutonnière d'Aït-Tamlil
(d'après Destombes & *al.*, 1983, inéd).

2. Mode et époque de mise en place des nappes

La nappe du Jbel Abberonech et celle d'Aït-Tamlil reposent chacune clairement sur un complexe chaotique de type olistostrome composé des débris de la nappe sus-jacente. Cette disposition montre que les nappes préalablement écaillées dans leur patrie ont glissé dans le bassin sur un coussin de débris provenant soit de l'écaillage, soit de la nappe s'effritant avant de glisser dans le bassin. *L'ensemble des écailles peut être considéré comme un olistolite géant.* Malgré une attention particulière sur ce point nous n'avons jamais observé de sédiments, chaotiques ou flyschoïdes scellant les écailles, la partie sommitale correspond toujours à un niveau d'érosion.

L'examen de la base des écailles indique que, localement tout au moins, les plans de glissement ont été repris ultérieurement en cisaillement.

Les nappes se sont mises en place après le Viséen supérieur (V3c) et avant le Stéphanien, plus probablement à la limite Viséen/Namurien. Cette hypothèse est corroborée par les nombreuses nappes de glissement décrite dans cet étage au Maroc.

3. Patrie des nappes

ARGUMENTS TECTONIQUES

– Microtectoniques : Aucune étude microtectonique n'a été entreprise dans ce but lors des travaux cartographiques.

– Cartographiques : L'arrangement des écailles dont les plans de chevauchements plongent vers le NNE, tant dans les Aït-Mdioual que les Aït-Mallal suggère une mise en place du NNE vers le SSW selon le mécanisme figuré par Mattauer (1973, p. 279). Ce raisonnement est toutefois délicat car une rotation des nappes durant leur transport est possible.

ARGUMENTS SÉDIMENTOLOGIQUES
ET STRATIGRAPHIQUES

Les caractéristiques stratigraphiques des nappes sont : la présence d'un Viséen supérieur de type flyschoïde (Nappe du Jbel Abberonech), une grande abondance de psammites ordoviciens, un Silurien réduit, l'absence quasi-totale de dépôts carbonatés du Dévonien, système représenté par contre par une puissante série de flyschs distaux.

Ces observations amènent à éliminer le demi cercle méridional comme patrie possible des nappes car : l'Ordovicien y est présent, les faciès dévoniens et siluriens y sont très différents, comme la coupe autochtone de la Tessaout le montre, enfin le Viséen présente à la base un faciès néritique, puis des marnes à Goniatites dans la boutonnière de Skoura. Il est également peu logique, de faire venir ces nappes du quadrant N W, secteur occupé par le Massif hercynien des Jebilet où existent des nappes de glissement très comparables. Sous la plaine du Tadla, les sondages profonds ont rencontré une série paléozoïque bien développée et certainement autochtone (Verset, 1988).

Reste donc à considérer le secteur N E : la zone de Midelt où les boutonnières montrent des terrains probablement cambriens déformés et métamorphisés (Emberger, 1965) au Dévonien constitue une origine possible pour les nappes de glissements d'Aït-Tamlil. Plusieurs faits sont ainsi explicables : abondance dans les nappes de matériel ordovicien (qui précisément manquerait à Midelt), présence d'un flysch dévonien (moyen) traduisant la proximité d'une orogenèse, connue dans cette région. Cette zone pourrait être prolongée plus à l'Ouest [la figure 1 de Piqué & Michard (1981) montre que cette limite reste hypothétique, faute d'affleurements hercyniens].

L'absence de métamorphisme dans les nappes n'interdit pas, au contraire, ainsi que l'a invoqué Frizon de Lamotte (1985), de les faire venir de zones à schistosité. En effet, le niveau de décollement correspond à la limite supérieure de la zone à métamorphisme où les fluides sous pression favorisent le soulèvement de la pile stratigraphique sus-jacente. La présence d'une importante passée pélitique est nécessaire à ce niveau de décollement, or les schistes du Llanvirn ont pu jouer ce rôle.

II. e. Roches magmatiques

La boutonnière d'Aït-Tamlil ne contient aucune roche éruptive autre que les rhyolites du Précambrien III, les roches basiques du Précambrien II et les dykes basiques recoupant les structures hercyniennes

à Taghzout par exemple dans la vallée du Ghasf (362/106,5). Par analogie avec les dykes de l'Anti-Atlas, on peut les rattacher à l'épisode effusif de la fin du Trias (Hailwood & Mitchell, 1971 ; Hollard, 1973).

II. f. Métamorphisme

La détermination de « l'indice de cristallinité des illites » de 14 échantillons, effectués par le Laboratoire de Géologie de Strasbourg, prélevés à tous les niveaux dans la zone des Aït-Mdioual (Fig. 13), démontre que les nappes sont restées dans la zone diagénétique et qu'ainsi elles n'ont jamais été affectées par le métamorphisme.

Dans les nappes, les sédiments carbonifères et dévoniens sont légèrement moins affectés par la diagenèse que l'Ordovicien, les éléments des complexes chaotiques sont à la limite anchizone - zone diagénétique et la base para-autochtone présente les valeurs les plus faibles (4,3- 3,2) qui peuvent être expliquées par la profondeur d'enfouissement qui, en tenant compte des sédiments post-hercyniens, dépasse 6000 m (de la base des Flyschs du Jbel Imgant).

II. g. Schistosité

Les éléments paléozoïques d'Aït-Tamlil ne sont pas affectés par une schistosité régionale, la schistosité est strictement associée à l'accident d'Aït-Tamlil, bande de décrochement située en bordure sud et parallèlement à la limite de la carte. L'étude de cette schistosité (Lesage, *in* Jenny & *al.*, 1986) démontre a minimum un jeu synschisteux dextre et un autre senestre. Faute de secteur où ces deux schistosités sont présentes, leur chronologie n'est pas établie. Postérieurement, l'accident fonctionne en décrochement senestre, sans schistosité, et des cisaillements recoupent la schistosité.

Sur la coupure Azilal, cette schistosité s'observe localement dans les flyschs viséens du Jbel Imgant à Izrane par exemple.

II. h. Conclusions
Essai d'interprétation dynamique de la tectonique hercynienne dans la boutonnière d'Aït-Tamlil

Après des mouvements anté-viséens dont l'importance reste à préciser, dès le Viséen supérieur, le secteur situé au Nord de la zone d'Aït-Tamlil s'enfonce ; en témoigne l'accumulation de plus d'un millier de mètres de flyschs (F. du Jbel Imgant). Ce type de sédimentation cède progressivement la place à un dépôt chaotique de type olistostrome (Complexe du Tizi-n-Outfi) précisant et annonçant l'arrivée d'une nappe de glissement constituée d'écailles de « flyschs » viséens supérieurs (F. du Jbel Abberonech), ceci à la fin du Viséen ou plus probablement au début du Namurien. La sédimentation chaotique reprend avec le dépôt du Complexe d'Igher-n-Igherm qui précède le glissement de la nappe d'Aït-Tamlil déjà écaillée et des flyschs dévoniens d'Iguelouane.

Il faut relever ici que les unités chaotiques contiennent essentiellement des fragments des nappes qui les surmontent : ainsi trouve-t-on dans le Complexe d'Igher-n-Igherm des blocs géants de psammites ordoviciens alors que ce faciès est exceptionnel dans le Complexe du Tizi-n-Outfi dans lequel prédominent par contre des blocs de flysch à faciès Abberonech. D'autre part, *les éléments allochtones arrivent dans le bassin viséen d'Aït-Tamlil dans l'ordre stratigraphique inverse* (du plus jeune au plus ancien) révélant un décapage progressif d'un secteur, cette disposition avait déjà été observée par C. Pareyn (1961) dans le Viséen de Ben-Zireg au Nord du Bassin de Béchar.

Ce schéma illustre parfaitement la théorie de la diverticulation découverte par M. Lugeon (1943) dans l'Ultra helvétique des Préalpes.

Consécutivement à l'arrivée des nappes de glissement, toute la région est affectée par une importante compression NE-SW induisant un jeu senestre à l'accident d'Aït-Tamlil tout en provoquant simultanément un écaillage du flysch (para) *autochtone du Jbel Imgant* qui vient localement chevaucher sur la zone d'Aït-Tamlil. Les surfaces de glissement à la base des nappes rejouent également en cisaillement perturbant profondément la structure originale des zones chao-

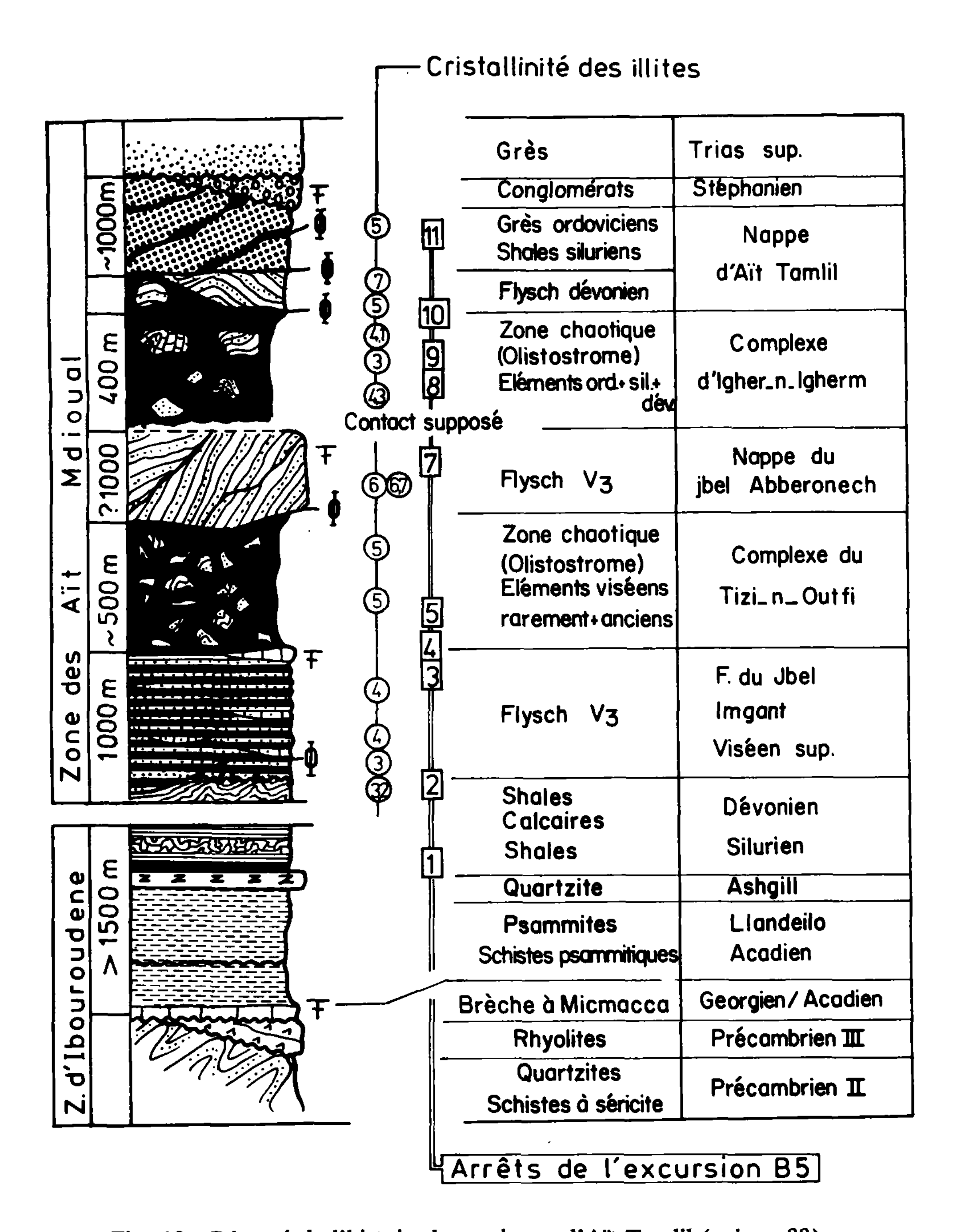


Fig. 13 : Résumé de l'histoire hercynienne d'Aït-Tamlil (voir p. 88)

tiques.

L'histoire hercynienne s'arrête là, scellée par les grès du Trias supérieur, éventuellement par l'Autunien dans la partie orientale d'Aït-Tamlil et le Stéphanien dans la vallée de la Tessaout.

On ne peut imputer aux phases atlasiques tertiaires que des plis à grand rayon de courbure dans le Paléozoïque et surtout le jeu vertical et horizontal des grands accidents remontant régulièrement le Paléozoïque du Nord vers le Sud (Fig. 44).

Étage.	VISÉEN									NAM.
	V2a	V2b			V3a	V3b			V3c	
		α	β	γε		α	β	γ		
Foraminifères.	Cf4 δ	Cf5				Cf6 α	Cf6 β	Cf6 γ	Cf6 δ	Cf7
Conodontes.		Cc4					Cc5			
Céphalopodes.					Beyrichoceras			G. crenistria. Goα	G. striatus. Goβ / G. granosus. Goγ	
F. du J. Imgant.						●———	———●	- - ->	- - ->	
C. du Tizi-n-Outfi.						<- - -	- - -	- - -	- - ->	
F. du J. Abberonech.						<- - -	- - -	- - -	- - ->	
Calc. du Tizi-n-Tedghat	●———	———	———	———	———	———	———	●—●		

Fig. 14 : Tableau de corrélation des faunes du Viséen

III. - MÉSOZOIQUE ET CÉNOZOIQUE

III. 1. PERMO-TRIAS (Gentil, 1905)

a. SYNONYMES :

Stéphano-Trias (Roch, 1939)
Trias (De Koning, 1957 ; Ambroggi, 1963)
Stéphano-Permien (Lévêque, 1961)
Série du Tizi-n-Tèlouet (Moret, 1931)
Groupe de Zerekten (Lemoine, 1905).

b. INTRODUCTION ET HISTORIQUE : Tout autour du Massif ancien du Haut Atlas affleurent des sédiments détritiques rouges, provenant essentiellement du démantèlement de ce massif, reposant en discordance angulaire soit sur l'Hercynien, soit sur le Stéphanien (molasse de l'orogenèse hercynienne).

A l'Ouest du Massif ancien, ces dépôts atteignent 6000 m de puissance dans le Couloir d'Argana. Ils ont été particulièrement bien étudiés en raison des minéralisations qu'on y trouve et des gisements de vertébrés qui ont permis de dater plusieurs niveaux (Arambourg & Duffaud, 1960 ; Dutuit, 1966).

A l'Est du Massif ancien, ces couches ont été dénommées « Grès de Zerekten » par P. Lemoine en 1905. Ce n'est que beaucoup plus tard que les géologues ont cherché à faire des distinctions dans l'ensemble des couches rouges, suivant l'exemple donné dans le bassin d'Argana (Duffaud *& al.*, 1964-66 ; Tixeront, 1973), A.F. Mattis (1977) a proposé une lithostratigraphie pour l'ensemble du bassin oriental. A. Le Marrec (1977) l'a adaptée pour la région de Demnat.

Tout comme l'a montré P. Biron (1982), dans la région de l'Ourika, les couches rouges peuvent se diviser en trois groupes, tous séparés par une discordance angulaire et une lacune stratigraphique (Fig. 15).

Vu les ressemblances lithologiques des faciès de la région étudiée ici avec les unités que cet auteur a remarquablement décrites, nous reprendrons ses unités lithostratigraphiques, mais en les simplifiant pour des raisons pratiques de cartographie.

III. 2. GROUPE DE TANOUMRI
(r) (Biron, 1982) Permien Autunien ?

a. SYNONYMES : Permo-Trias p.p.

b. INTRODUCTION : Le long de l'Assif-n-Ghougoult en aval du village éponyme, on peut oberver sous la Formation d'Anouffig, bien reconnaissable ici, une épaisse alternance de silts et grès rouges discordants, avec conglomérat de base, sur les terrains hercyniens.

c. DESCRIPTION : Grès et conglomérats rouges, chenalisés et à stratifications obliques fréquentes en bancs décimétriques à métriques alternants, avec des pélites rouges également.

Une belle coupe de cette formation affleure le long du sentier montant de Ghougoult aux Azib-n-Tazît, au-dessus d'Ifri-n-Aït-Kherfalla. Des bancs parfois plurimétriques de conglomérats à éléments paléozoïques de dimensions décimétriques alternant avec des silts constituent la base de la formation (200 m environ). Dans la partie sommitale (60 m) on observe des grès à stratifications obliques et à ciment calcaire produisant des bancs arrondis alternant avec des pélites rouges. Des lentilles bréchiques à galets mous s'y intercalent.

d. AGE : Aucun fossile ne permet de dater cette unité qui est rapportée avec doute au Permien inférieur uniquement par le fait que la F. d'Anouffig et ses équivalents du bassin d'Argana surmontent habituellement des dépôts autuniens.

Ces deux termes n'ont pas été distingués, sauf sur la figure 16 (r_I et r_{II}).

Les figures des dessous de banc et les traces d'activité organique sont abondantes.

Ce groupe affleure également bien dans la partie S-E des Aït-Mdioual au Jbel Aguensou et au Jbel Aguendra (carte Skoura p.p.).

e. REMARQUE : Sur la carte Azilal, l'absence de la coulée spilitique de la partie inférieure des conglomérats d'Anrar (Unité de base du Groupe de Tanoumri, surmontée par les siltites de Cham-el-Houa dans l'Ourika) rend aléatoire la corrélation entre les conglomérats des Aït-Bou-Oulli et les conglomérats d'Anrar. Le parallélisme a été fait à titre d'hypothèse en raison des analogies de faciès (Biron, comm. pers.).

Il pourrait également s'agir des conglomérats de base du cycle du Trias supérieur, d'une puissance exceptionnelle.

III. 3. CONGLOMÉRAT DE BASE
(T_I Cgl) Trias supérieur

a. SYNONYME : Conglomérat de Timalizène (Biron, 1982).

b. DESCRIPTION : De manière générale, les conglomérats de base du cycle triasique sont peu développés. A Aït-Wakrim (Alamsa*) (354/112) par exem-

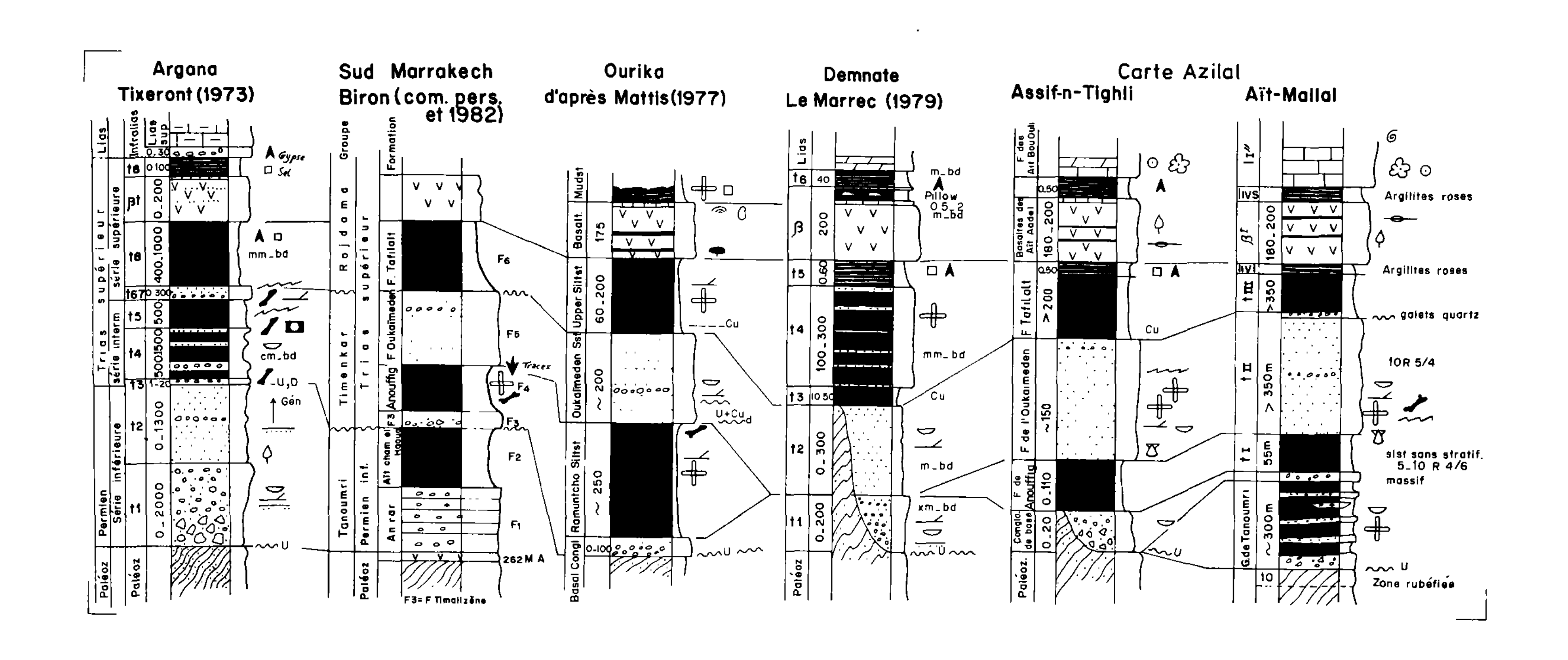


Fig. 15 : Corrélation entre les unités lithostratigraphiques du Permo-Trias du Haut Atlas

ple, où le contact Paléozoïque-Trias est bien visible, ils ne dépassent pas 50 cm. Il a été possible de les distinguer seulement sur le flanc occidental du Jbel Rat, sous le pt 2797, où ils remplissent des paléo-dépressions entre deux couches résistantes du Paléozoïque.

III. 4. FORMATION DES SILTITES D'ANOUFFIG

(Biron, 1983) t_I, Trias supérieur

a. SYNONYMES : Ramuntcho Siltstone (Mattis, 1975-77)
F. d'Issfoula (Le Marrec & Taugourdeau Lantz, 1983)
F. des Siltites d'Anouffig (F 4) (Biron, 1982).

b. INTRODUCTION : Cette formation, composée de 200 m de siltstones et de pélites, est bien représentée dans la région N'fis-Yagour où elle repose sur les conglomérats de base. Son extension est très grande, elle s'observe dans tout le Haut Atlas central.

c. DESCRIPTION : Sur la feuille Azilal, des pélites rouges intercalées entre le socle hercynien et des grès massifs rouges, dits de l'Oukaïmeden, sont facilement assimilables aux siltites d'Anouffig. La coupe stratigraphique la plus représentative affleure le long de la piste allant de Demnat vers Aït-Tamlil, en amont de la demi-cluse de Tifni. La Formation de Ramuntcho est transgressive sur des flyschs dévoniens à Aït-Mennoun (354,1/113). Sur la rive droite de l'Assif-n-Ghasf, face ce village, on observe le contact supérieur de cette formation avec des grès massifs formant ds parois (F. de l'Oukaïmeden), elle se poursuit sous le Jbel Til et réapparaît à Aït-Mgharine. La formation des siltites d'Anouffig existe également sous Tarbat-n-Tirsal (372/113,5) où elle atteint 110 m.

d. PÉTROGRAPHIE ET MILIEU DE DÉPOT : La formation est uniformément silteuse, peu stratifiée et de couleur brun-rouge à anneaux de Liesegang. Les débris organiques (lamellibranches, plaques d'échinodermes) ainsi que les traces de pas et ossements de vertébrés trouvés par P. Biron (1982) dans cette formation montrent bien la dualité continental/marin caractéristique de cette unité.

e. FOSSILES ET AGE : Hormis quelques lamellibranches, rappelant les formes du Trias germanique selon J.-C. Gall (comm. pers.), aucun fossile à valeur stratigraphique ne date ces couches qui sont placées dans le Trias supérieur par P. Biron (1982) en raison de leur encadrement stratigraphique et des corrélations lithostratigraphiques avec le bassin d'Argana où des vertébrés y ont été trouvés.

III. 5. FORMATION DES GRÈS DE L'OUKAIMEDEN

(Mattis, 1975-77) tII, Trias supérieur

a. SYNONYMES : Oukaïmeden Sandstone (Mattis, 1977)
« Fluvial facies » (Lorenz, 1976)
t_4 (Le Marrec, 1979)
F_5 (Biron, 1982).

b. INTRODUCTION : Cette puissante et massive unité gréseuse rouge constitue un des plus remarquables horizons repères du Haut Atlas entre Marrakech et le Jbel Rat. Comme dans la région type, elle est encadrée dans l'Atlas de Demnat par deux unités pélitiques tendres. Elle s'observe dans la boutonnière de l'Assif-n-Tighli (120 m), autour du Jbel Rat (400-450 m), au Tizi-n-Tighist [bien connu pour les gravures rupestres qui ornent les dalles de Grès de l'Oukaïmeden, comme à l'Oukaïmeden même et aussi sur le plateau du Yaggour], sous les Jbel Tignousti et Tarkeddid (plus de 500 m).

c. PÉTROGRAPHIE : La Formation des Grès de l'Oukaïmeden est bien évidemment constituée essentiellement par des bancs massifs de grès rose-rouge matures contenant plus de 80% de quartz. P. Biron (1982) a étudié les minéraux lourds qui proviennent essentiellement de granites (donc d'une origine méridionale), plus rarement de roches métamorphiques. La calcite est rare, la formation est plus grossièrement détritique à son sommet où l'on note la présence d'un conglomérat à « œufs de quartz » (cf. III. 6. f.).

d. MILIEU DE DÉPOT : P. Biron (1982) a décrit un cycle sédimentaire type pour les Grès de l'Oukaïmeden en 5 termes constituant un cycle transgressif avec émersion finale (polygone de dessiccation, empreinte de pas de vertébrés, sol carbonaté avec racines).

Les composants des grès, d'origine dunaire sous un climat tropical, sont transportés par des fleuves vers des deltas. Des courants côtiers puissants (rides de haute énergie) les entraînent parallèlement à l'axe du bassin (NE/SW).

e. FOSSILES ET AGE : Des lamellibranches en position de vie ont été trouvés à la base des grès au-dessus d'Aït-Wakrim (335/102,5). Il s'agit de Pholadomyacea (*Homomya* sp. ou *Pleuromya* sp., dét. J.C. Gall).

Des fragments de tissus osseux indéterminables ont été observés sur le sentier du Tizi-n-Rouguelt (= Ghougoult) (versant nord, altitude 2420 m). Des ossements permettent d'attribuer au Trias supérieur les

Grès de l'Oukaïmeden de la localité-type et du Jbel Yaggour (Biron 1982).

Cette attribution stratigraphique est confirmée et précisée par l'étude palynologique de H.-L. Cousminer & W. Manspeizer (1977) : Carnien moyen pour la partie sommitale de la formation dans la localité-type ; attribution confirmée depuis par P. Biron & B. Courtinat (1982).

III. 6. FORMATION DES SILTITES DE TAFILALT

(Biron, 1983), t_{III}, Trias supérieur

a. SYNONYMES : « Mudstone facies » (Lorenz, 1976)
« Upper Mudstone and Siltstone » (Mattis, 1977)
$T_3 + T_4$ (Le Marrec, 1979) = Groupe de Rhojdama
? « Bigoudine Formation » (Brown, 1975).

b. INTRODUCTION : Cette unité de grès fins et de pélites est intercalée entre les Grès de l'Oukaïmeden et les coulées de basaltes (F. d'Aït-Aadel) ; distinguée depuis longtemps, elle avait été dénommée en 1979 par A. Le Marrec « Formation des Rhojdama» en raison du grand développement que cette unité prend dans cette région. Cette attribution a été élevée au rang de groupe par P. Biron (1982).

c. DESCRIPTION : La Formation de Tafilalt, qui atteint 200 à 300 m de puissance, correspond à une zone tendre souvent déprimée entre les parois constituées par les Basaltes des Aït-Aadel et les Grès de l'Oukaïmeden. Elle est bien repérable sur le flanc N W et S W du Jbel Rat, où elle renferme un lopolite, sur le flanc ouest du Jbel Til, sous le Jbel Tarkeddid aux Azib-n-Tazit (391,5/116), ainsi que dans la vallée des Aït-Bou-Oulli à Iguelouène où des sills de gabbro et de syénite s'y intercalent. Cette unité constitue localement de vastes surfaces planes, cultivées, abondamment recouvertes par des sédiments quaternaires (plateau d'Assamar des Aït-Bou-Oulli, par exemple).

d. PÉTROGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE : Siltites argileuses de couleur rouge brique ne présentant pas de stratification nette. A la base on observe des siltites et grès violacés (Formation d'Abadou de A. Le Marrec, 1985). D'après P. Biron (1982), il s'agit de faciès de comblement de bassin allant jusqu'au dépôt d'évaporites.

e. FOSSILES ET AGE : Cette formation contient de rares sections de lamellibranches. Deux gisements ont été découverts : un sur le sentier du Tizi-n-Tazit (390,9/106,8) et l'autre 1 km au Nord d'Aït-Mgharine à l'Ouest du Jbel Til (349/106,9). A. Le Marrec & J. Taugourdeau-Lantz (1983) y ont trouvé des espèces caractéristiques du Carnien supérieur.

f. REMARQUE : Comme P. Biron (1982) l'avait suggéré, sans l'avoir observé clairement, nous pensons que cette formation peut reposer en *discordance* sur les Grès de l'Oukaïmeden, et que la base du cycle sédimentaire est le niveau conglomératique à galets de quartz (Fig. 15) que l'on trouve souvent à quelques mètres du sommet des Grès de l'Oukaïmeden. Nous avons observé cette discordance sous le Jbel Tig-Nousti (383/101,5) et, en compagnie de J.A. Jossen, à Amsker-el-Fougani (406,5/101) sur le versant sud de l'Atlas.

Variations latérales de puissance du Permo-Trias

Cet aspect n'a pas été abordé en détail au cours de ce travail de cartographie et a fait l'objet d'un travail particulier (El Youssi, 1987).

On constate sur la carte que la répartition des sédiments de base du Permo-Trias, sous-jacents aux Siltites d'Anouffig est limitée aux Aït-Bou-Oulli et au Sud de l'Accident du Jbel Rat. Dans ce secteur (Aït-Mallal), les dépôts permo-triasiques diminuent sensiblement de puissance vers le Sud. Les Grès de l'Oukaïmeden passent de plus de 300 m en aval de Ghougoult à 100 m sur le flanc nord du J. Tarkeddid à l'aplomb du point 3451*. Plus à l'ouest, dans la paroi du Jbel Tig-Nousti, la puissance des Grès de l'Oukaïmeden atteint à nouveau 400 m.

Le groupe de Tanoumri présente des variations similaires dans la région de Ghougoult. Plus à l'Ouest, à la limite méridionale de la carte Azilal, au Jbel Aguensou et son prolongement occidental, les conglomérats remplissent des dépressions du socle paléozoïque creusées entre deux barres plus résistantes des flyschs du Jbel Aberronech (Fig. 16).

III. 7. FORMATION DES BASALTES DES AIT-AADEL (ß t), TRIAS TERMINAL

a. SYNONYMES : Basaltes doléritiques du Lias inférieur (Roch, 1939)
Complexe argilo-basaltique (Lévêque, 1961)
Complexe à syénites et gabbro du Lias inférieur ou du Trias (Rolley, 1978)

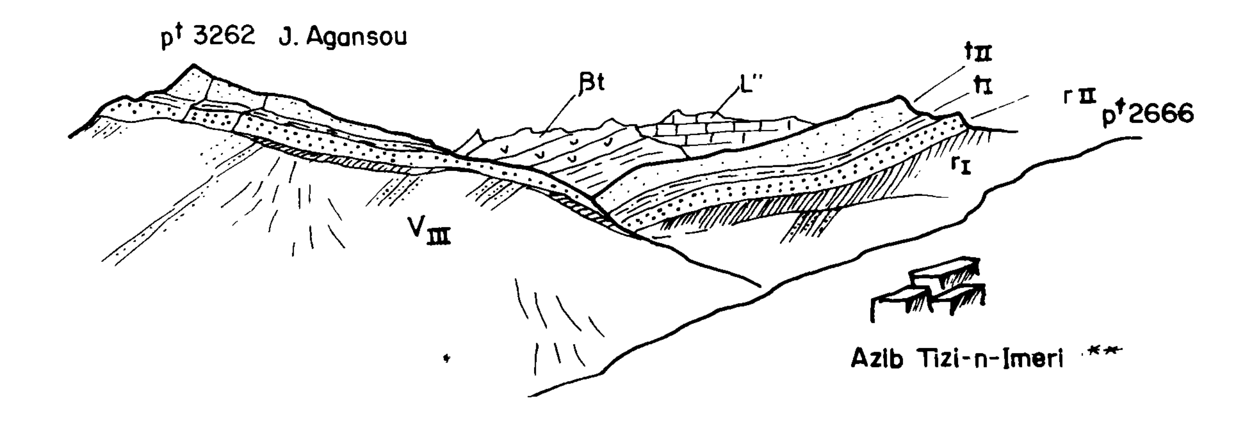


Fig. 16.: Panorama géologique du Jbel Agensou

Basaltes permo-triasiques (Moussu, 1959)
Dolérites du Trias (Verdier, 1971).

b. INTRODUCTION : Dans le Haut Atlas, comme du reste sur presque toute l'Afrique du Nord et l'Europe méridionale, des basaltes surmontent les pélites rouges du Trias. La présence de coulées superposées est mentionnée dès 1939 par E. Roch puis décrite avec détails par R. Moussu (1959) qui a observé sur la Carte Azilal des paléosols couverts de troncs calcinés par une coulée ultérieure. Certains auteurs ont néanmoins cru voir des sills (Westerweld, 1948 ; Lévêque, 1961 ; Ager, 1974 ; Bertrand & Prioton, 1975). D'autres ne les ont pas distingués des roches intrusives grenues du Jurassique moyen. Cette confusion s'explique par le fait que ces roches sont souvent mélangées tectoniquement (Aït-Taguella, Jbel Talmest, etc.) ou que des roches intrusives se sont injectées entre les coulées et les argilites du Trias (Jbel Rat versant ouest, Aït-Bou-Oulli, Jbel Til versant ouest).

H. Bertrand & J.M. Prioton (1975), F.B. Van Houten (1977), puis H.L. Cousminer & W. Manspeizer (1977) ont comparé les basaltes fini-triasiques marocains et nord-américains en relation avec l'ouverture de l'Atlantique.

c. COUPE-TYPE : Le lithotype de cette unité, non encore dénommée, peut être choisi dans la région du barrage des Aït-Aadel (feuille Demnat, coord. 323/118,5) qui est construit sur les basaltes, en raison de leur bonne exposition et des études que J. Verdier (1971) leurs a consacrés lors de l'implantation du barrage Moulay-Youssef. La coupe synthétique décrite par J. Verdier sera prise comme unité de référence et ne sera pas redécrite ici. Près du barrage comme sur tout le flanc nord de l'Atlas les coupes de cette unité sont généralement affectées de complications tectoniques (cf. infra).

Cette unité devait recouvrir toute la région cartographiée en raison de la constance de l'épaisseur et de certains repères.

Limite supérieure : Un niveau calcaire décimétrique recouvre la coulée supérieure. Il s'agit de fins lits de calcaires lacustres à laminites algaires et ostracodes selon A.F. Mattis (1977).

Limite inférieure : La première coulée surmonte, en les décolorant, des argilites roses à gypse ou sel.

Les Basaltes des Aït-Aadel manquent pourtant parfois entre les calcaires du Lias inférieur et les argilites rouges du Trias (ex. Tizi-n-Rougoult). Cette disparition s'explique par le *décollement de la couverture liasique* précisément à ce niveau, décollement qui peut entraîner des lambeaux de Basaltes et localement redoubler cette unité (ex. : flanc nord du Jbel Aït-Abbès, flanc sud du Jbel Imoula, flanc sud du Jbel Tig-Nousti, Fig. 41). Le contact entre les Basaltes et les calcaires est souvent souligné par un niveau d'épaisseur très variable (0 à 50 m) d'argilites roses, localement salifères.

ASPECT RÉGIONAL DES BASALTES DES AIT-AADEL

Sur la coupure Azilal, la puissance des Basaltes varie entre 150 et 200 m de puissance. L'unité se compose de coulées successives de 2 à 30 m. Des niveaux sédimentaires sont intercalés entre ces coulées, ils sont parfois jonchés de débris végétaux calcinés : *Araucarioxylon* sp. (dét. Diaz & Desplats) et à Tirmert (355,5/114) R. Moussu (1959) a décrit des souches en place dans les Basaltes. Les végétaux sont souvent minéralisés (bornite, azurite, malachite). La partie inférieure d'une coulée est souvent compacte avec des amygdales remplies de quartz ou de calcite. La partie supérieure est très vacuolaire et rubéfiée par oxydation de la titano-magnétite en hématite (Moussu, op. cit.). Il existe des niveaux pyroclastiques à tufs ou à bombes. Près d'Igoulassene (358/115,5), un niveau sédimentaire recoupe la coulée inférieure.

d. PÉTROGRAPHIE ET MILIEU DE DÉPOT : Les basaltes compacts montrent une structure doléritique à microlites d'albite (8% An.) mal formés de taille diverse se détachant sur un fond de chlorite et de pigeonite avec des taches de quartz (cf. Verdier, 1971 ; Moussu, 1959). H. Bertrand & J.M. Prioton (1975) démontrent que ces roches sont dues à un magmatisme continental avec des affinités océaniques. Bien qu'un débit en coussin ait été signalé dans le Haut Atlas (Le Marrec, 1979 ; Mattis, 1977 ; Moussu, 1959)*, les coulées se sont épanchées à l'air libre sur des surfaces très planes, ainsi qu'en témoignent l'étendue de certaines coulées. La présence de niveaux argileux à végétaux concorde bien avec un environnement continental ou palustre. Un débit prismatique s'observe près de Demnat et à l'Adrar-Assaoul (371,6/127,3).

e. AGE DE LA FORMATION : Localement seul un âge anté-sinémurien moyen est certain.

Au Maroc, les Basaltes ont fait l'objet de nombreuses datations isotopiques dont les résultats varient entre 185 et 210 M. A. avec un maximum de datations vers 195 M. A. soit précisément la limite Trias/Lias (Krueger, 1973 ; Brown, 1974 ; Bertrand & Prioton, 1975; Manspeizer & *al.*, 1978; Westphal & *al.*, 1979 ; Thuizat, 1976). J. Taugourdeau-Lantz (1978) a trouvé une association sporopollinique d'âge carnien dans les niveaux sédimentaires intercalés dans ces basaltes à Rommani, formes que B. Courtinat (comm. pers.) considère plutôt comme caractéristiques du Norien. Un âge triasique terminal est donc probable.

III. 8. FORMATION D'AIT-RAS

(l I) Lias inférieur (? Hettangien-Sinémurien)

a. SYNONYMES : Infralias (Roch, 1939)
Lias inférieur (Verdier, 1972 ; Choubert & coll., 1959 ; Burgess, 1975)
Lias inférieur (Blant, Duffaud & Amar, 1966)
Lias inférieur marno-calcaire (Lévêque, 1961)
Lias inférieur (li) (Rolley, 1978) (ou Lias basal)
Formation d'Aït-Ras (Le Marrec & Jenny, 1980).

b. INTRODUCTION : Une unité marno-dolomitique marque dans l'Atlas de Demnat le début de la transgression liasique et fait transition entre les argilites qui surmontent les Basaltes des Aït-Aadel et les assises massives de calcaire dolomitisé (Formation des Dolomies et Calcaires d'Imi-n-Ifri).

c. DESCRIPTION DE LA COUPE-TYPE (Fig. 17)

Situation : 3 km à l'Est de Demnat, la coupe est bien visible le long de la route, 200 m avant le pont naturel d'Imi-n-Ifri. La base de la section doit être recherchée en contrebas de la route dans le dernier virage de la route avant le pont naturel (coord. de la

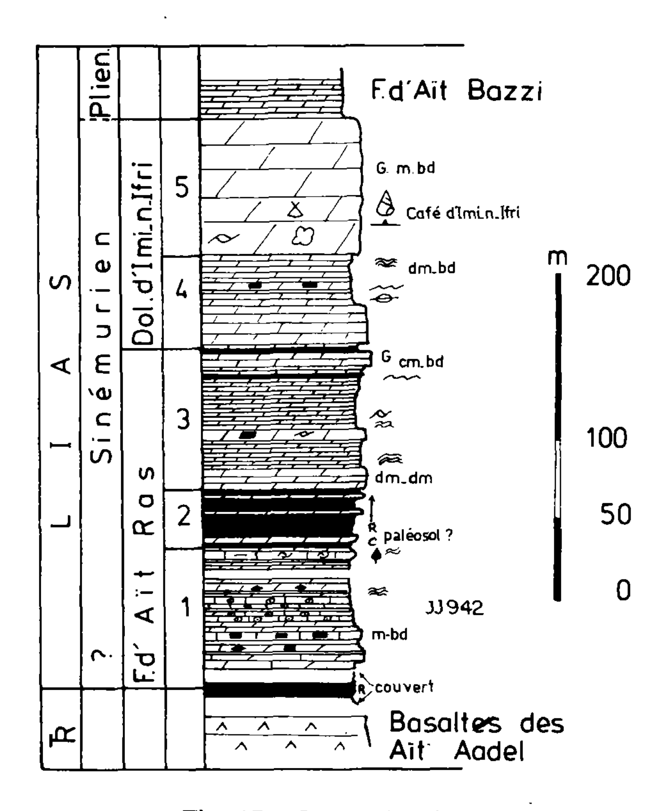


Fig. 17 : Coupe d'Imi-n-Ifri

* Et le Maroc central (Cogney, Termier & Termier, 1971).

base : 350,5/127,0). La formation tire son nom d'un gros village (2 km à l'ENE de la coupe-type) situé à proximité immédiate d'une autre section de la Formation d'Aït-Ras, sur les flancs du Jbel Arous (pt 1408).

Limite inférieure : Argiles roses (zinzolins), contact couvert.

Limite supérieure : La Formation d'Aït-Ras devient progressivement plus massive par inversion de la proportion des marnes et dolomies en petits bancs par rapport à la dolomie massive. La limite est choisie arbitrairement à la rupture de pente précédant les dolomies massives (Formation d'Imi-n-Ifri). Celle-ci correspond également à un changement de couleur visible tant sur le terrain que sur les photographies aériennes : la Formation d'Aït-Ras apparaît beaucoup plus claire que les dolomies sus-jacentes.

d. SÉDIMENTOLOGIE : Les faciès de la Formation d'Aït-Ras caractérisent un milieu de dépôt très confiné (supratidal) (cargneules, mud-cracks, dolomies en plaquette, faune réduite), précédant l'installation d'une plate-forme carbonatée. Certains niveaux argileux de la coupe-type évoquent des paléosols.

e. ASPECTS RÉGIONAUX : *Extension* : La Formation d'Aït-Ras se retrouve sur la feuille Azilal au Nord de l'accident du Jbel Amerziaz ainsi que sur la totalité des feuilles Afourer (Rolley, 1978) et Demnat (Le Marrec, 1985). Elle n'existe qu'en bordure du sillon atlasique.

La Formation d'Aït-Ras n'est plus distinguable au Sud de la faille du J. Amerziaz, elle doit correspondre en partie au Membre inférieur (Calcaires et dolomies à laminites) de la Formation des Aït-Bou-Oulli.

f. CORRÉLATIONS LATÉRALES : Comme le relève R. Du Dresnay (1979), le cycle sédimentaire liasique débute dans l'Atlas par des dolomies à laminites d'origine algaire, à surfacespolygonales et interlits de gypse ou d'anhydrite ; ces faciès se rapprochent de ceux de la Formation d'Aït-Ras comme, du reste, de ceux du Membre inférieur de la Formation des Aït-Bou-Oulli.

g. FOSSILES ET AGE : L'encadrement stratigraphique fait placer cette unité dans le Lias inférieur s.l. Les térébratules multiplissées de la cluse de Tacht (*T. mediterranea canavori,* dét. Du Dresnay) ainsi que *Spiriferina tumida* caractériseraient le Sinémurien (Dubar, 1942). B. Courtinat (comm. pers.) a observé des palynomorphes de l'Hettangien à la base des calcaires de la région de Telouet.

III. 9. FORMATION DES DOLOMIES D'IMI-N-IFRI (l II) (Sinémurien)
FORMATION DES CALCAIRES D'IMI-N-IFRI (l II') (Sinémurien)

a. SYNONYMES : Calcaires à Spiriférines, Pliensbachien (Roch, 1939)
Lias inférieur (Choubert & coll., 1959 ; Lévêque, 1961)
Lias inférieur et moyen (Rolley, 1978)
« Pliensbachien inférieur » (Burgess & Lee, 1978)

b. INTRODUCTION : Dans la région de Demnat, les Dolomies d'Imi-n-Ifri constituent la formation la plus remarquable du paysage car elle forment les parois qui dominent la ville. Cette formation correspond au maximum de la transgression liasique.

Elle occupe de vastes surfaces et forme l'ossature des montagnes de Demnat.

c. DESCRIPTION DE LA COUPE-TYPE
(Fig. 17)

Situation : La coupe-type de la Formation des Dolomies d'Imi-n-Ifri fait suite à la coupe-type de la Formation d'Aït-Ras, le long de la route du pont naturel d'Imi-n-Ifri, 3 km à l'Est de Demnat (coord. de la base : 350,8/126,9), 150 m avant le café d'Imi-n-Ifri.

Limite inférieure : La Formation d'Aït-Ras passe progressivement aux Dolomies d'Imi-n-Ifri, la limite est arbitrairement fixée à l'apparition des bancs massifs de dolomie. Cette limite est pratique car elle coïncide généralement avec la base des parois dolomitiques et se repère sur les photographies aériennes par un changement de teinte important, la Formation d'Aït-Ras apparaissant presque blanche.

Limite supérieure : Comme à sa base, la Formation des Dolomies d'Imi-n-Ifri passe verticalement à une unité plus tendre, composée de dolomies vacuolaires et graveleuses : la Formation d'Aït-Bazzi, ceci dans la région de Demnat. Cette limite correspond souvent aux épaulements plaqués sur les pentes structurales de la Formation des Dolomies d'Imi-n-Ifri.

d. PÉTROGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE : Les dolomies présentent souvent des fantômes de structures sédimentaires : oncholites, birds eyes, laminites (algaires ?), des fossiles recristallisés (gastéropodes) et des structures en teepee. Toutes ces figures indiquent

un milieu intertidal à supratidal à dépôts certainement originellement calcaires, dolomitisés ensuite, avant le Toarço-aalénien en tout cas, car les éléments liasiques que l'on y observe sont déjà dolomitiques. Ce type de sédimentation a été étudié par C.J. Burgess & C.W. Lee (1978).

e. ASPECTS RÉGIONAUX

Extension : Les Dolomies d'Imi-n-Ifri occupent schématiquement la moitié occidentale de la feuille Azilal, le quart NE est recouvert par son équivalent non dolomitisé que l'on appelera « Calcaires d'Imi-n-Ifri », par souci de simplification et en accord avec le Guide stratigraphique international (Hedberg, 1979, p. 54).

La Formation des Calcaires d'Imi-n-Ifri s'observe bien le long de la route d'Azilal à Tanant, entre Aït-Taguella et le Tizi-n-Tasseft. Les calcaires sont de couleur rosâtre, en bancs massifs soit micritiques (mudstone) soit biodétritiques (grainstone) à oncolites, birds eyes et stylolites. Quelques foraminifères et algues s'y rencontrent parfois.

Au Tizi-n-Tasseft, les calcaires ne dépassent pas 150 m de puissance alors qu'ils atteignent 350 m dans les gorges de l'oued Tissakht, 9 km au Nord du col.

La Formation des Dolomies d'Imi-n-Ifri montre un net *biseautage stratigraphique* contre l' « anticlinal » (cf. Ch. V) d'Aït-Khlouf au-dessus d'Igli (353/122,5), démontrant ainsi que dès le Lias inférieur existaient des rides anticlinales correspondant en fait à des accidents de socle. Celle d'Aït-Khlouf se manifestera également au Lias supérieur.

Géomorphologie : Les Dolomies et les Calcaires d'Imi-n-Ifri sont les unités les plus résistantes à l'érosion du Mésozoïque de l'Atlas de Demnat où elles forment l'ossature des reliefs.

f. CORRÉLATIONS LATÉRALES (cf. Fig. 24) : Les Formations des Dolomies ou des Calcaires d'Imi-n-Ifri passent vers le Sud à la Formation des Aït-Bou-Oulli p.p. et la Formation du Jbel Rat. Vers l'Est les faciès marneux avec ammonites apparaissent dans l'Atlas de Béni-Mellal (Monbaron, 1982) alors qu'à l'Ouest les influences marines s'estompent progressivement.

g. FOSSILES ET AGE : Ces unités n'ont livré à ce jour aucune ammonite, contrairement à leurs équivalents latéraux méridional et oriental. Les brachiopodes y sont par contre assez fréquents, d'où la dénomination de « calcaires à Spiriférines » donnée par E. Roch (1939). Sur la base de ces faunes, E. Roch plaçait les « Calcaires à Spiriférines » dans le « Pliensbachien ». G. Dubar (1942) au contraire place ces espèces dans le Lias inférieur (Sinémurien) (cf. III. 10. f.).

Quelques foraminifères apparaissent (*Siphovalvulina* sp., *Mesoendothyra* sp., *Pseudopfenderina ? Earlandia* sp.) ainsi que des algues rouges (Solenopores) et des dasycladales (*Paleodasycladus* sp.).

Ces formes sont connues dans le Lias inférieur de la partie méridionale de la carte.

III. 10. FORMATION DES AIT-BOU-OULLI (l 1'') Hettangien ? - Sinémurien

a. SYNONYMES : Calcaires à Spiriférines (Roch, 1939)
Lias inférieur (Choubert & coll., 1959 ; Lévêque, 1961)
Calcaires et marnes à Brachiopodes « marocains » du Sinémurien (Dubar, 1962)
Complexe jurassique (Moret, 1930).
« Pliensbachien inférieur » (Burgess & Lee, 1978)

b. INTRODUCTION : Au Sud de l'accident du Jbel Amerziaz, les dépôts liasiques qui constituent les imposantes parois des hauts sommets du SE de la feuille Azilal (Jbel Rat, Tig-Nousti, Tarkeddid, Jbel Aït-Abbès) présentent un faciès de calcaires noirs bien distincts des calcaires et dolomies grises de la moitié septentrionale de la carte, ils seront donc distingués sur la carte géologique Azilal.

c. DESCRIPTION DE LA COUPE-TYPE : La répartition du faciès liasique à calcaires noirs coïncide sur la feuille Azilal avec le territoire des Aït-Bou-Oulli, l'unité lithostratigraphique qui les regroupe sera donc dénommée : Formation des Aït-Bou-Oulli. Il n'existe pas de coupe où base et sommet soient visibles et facilement accessibles. Il faut se déplacer sur le flanc Nord du Jbel Aït-Abbès (= Jbel Tadaghast) pour en observer une. La coupe-type est située un peu à l'Ouest au-dessus des Azibs des Aït-Mzalt (**) (coord. 119,5/384) sous le point 2795.

Limite inférieure : Contact sédimentaire (?) avec les argilites roses qui coiffent les Basaltes des Aït-Aadel.

Description lithologique (cf. Fig. 18) : La formation est constituée par 6 ou 7 cycles de calcaires ou dolomie à laminites surmontés par une barre calcaire souvent oolitique. Cette disposition apparaît bien dans le paysage surtout lorsque la neige saupoudre les parties à laminites.

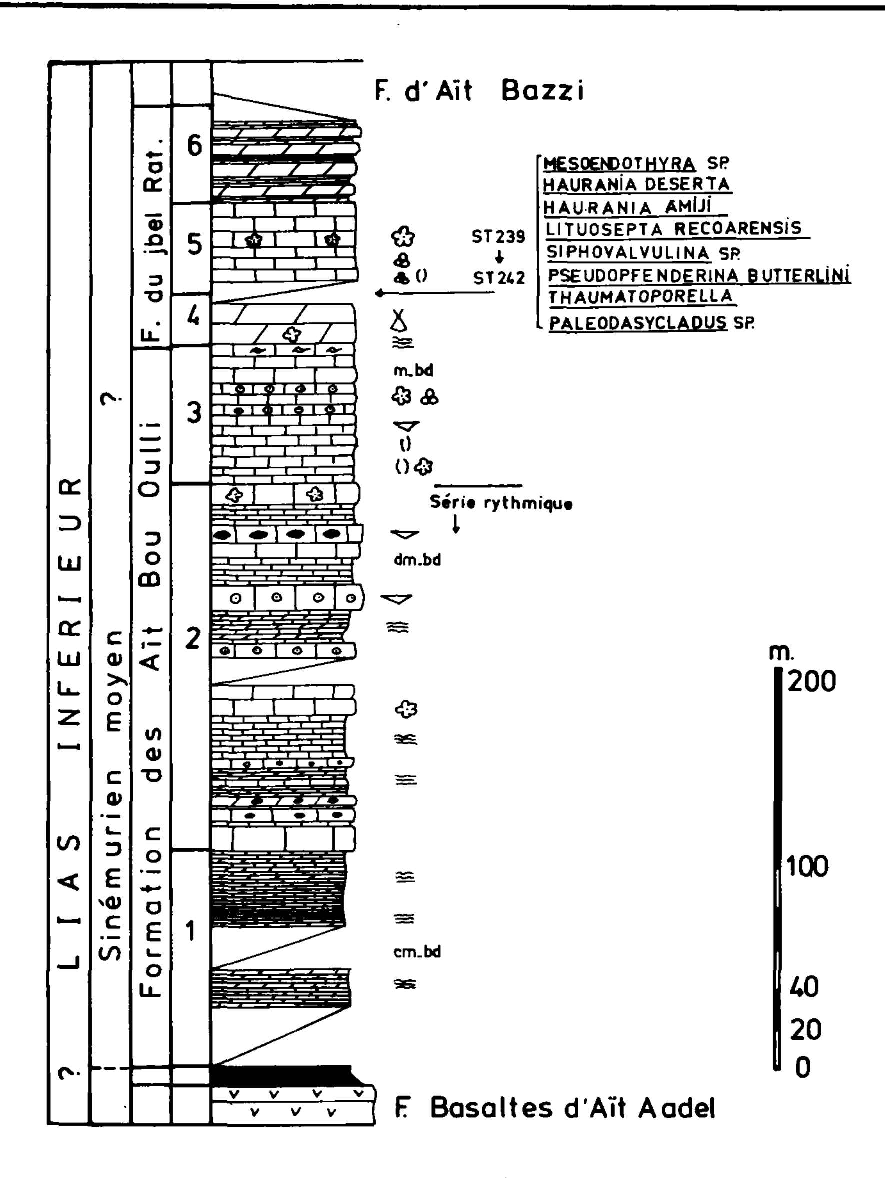


Fig. 18 : Coupe du Jbel Aït-Abbès

Description de la coupe de la Formation des Aït-Bou-Oulli et Formation du Jbel Rat au Jbel Aït-Abbès (coordonnées de la base : 384 / 119,5).

Limite inférieure : Basaltes en coulées de la Formation des Aït-Aadel puis argilites roses.

Formation des Aït-Bou-Oulli

1. Calcaires et dolomies à laminites, bancs centimétriques, partiellement recouverts.
2. 7 cycles de barres calcaires oolitiques, localement biodétritiques, ou à oncholites de 5-6 m d'épaisseur séparées par des calcaires micritiques beiges à filaments ou cherts.
3. Calcaires, massifs dans la partie supérieure, de couleur beige, fins ou biodétritiques, oolitiques, à birds eyes ou oncholites.

Formation du Jbel Rat

4. Dolomies à fantômes d'oncholites, structures en teepee (50 m).
5. Bancs de calcaires massifs biodétritiques gris ou jaunes à algues et foraminifères.
6. Alternance de dolomie grise fine et de dolomie en plaquettes à laminites.

Limite supérieure : Passage aux dolomies vacuolaires et grès de la Formation d'Aït-Bazzi couvert.

Limite supérieure : Apparition des calcaires massifs de la Formation du Jbel Rat.

Autres coupes : Des coupes levées en compagnie de M. Septfontaine sur le flanc Nord du Tarkeddid (Fig. 18) à l'aplomb du point 3584 (*) ou sur le flanc Sud du Jbel Rat un peu à l'Ouest du point 3630 (Fig. 19) ont permis de vérifier la constance des faciès tout en recherchant des niveaux à foraminifères.

d. SÉDIMENTOLOGIE ET PALÉOGÉOGRAPHIE : Les faciès carbonatés de cette formation sont d'origine intertidale comme les encroûtements stromatolitiques souvent rubannés ou juste immergés (« Shallow subtidal ») comme les barres oolitiques ou les oncholites.

Des polygones de dessiccation prouvent l'existence d'émersion temporaire, de très beaux exemples s'observent près d'Abachkou sur le sentier (111,5/383,6) avec des terriers de crustacés.

C. J. Burgess (1975) a minutieusement décrit ces faciès dans sa thèse sur le Lias inférieur du Haut Atlas central. Ses interprétations paléogéographiques sont par contre entachées d'erreurs par les confusions qu'il a faites entre les unités du Lias inférieur et le Lias moyen massif (Formation d'Aganane, *op. cit.*, coupe 23) et sa méconnaissance du contexte géologique régional, en particulier des grands accidents tectoniques.

Pour expliquer le dépôt de plusieurs centaines de mètres de sédiments très littoraux, il faut admettre une lente subsidence généralisée de la partie centrale et méridionale du Haut Atlas. Le ralentissement de celle-ci amènera les dépôts supratidaux de la Formation du Jbel Rat puis l'émersion séparant approximativement le Lias inférieur et moyen.

e. RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE : Une reconnaissance sur le versant Sud du Haut Atlas ainsi que la compilation des travaux de E. Roch (1939), G. Blant *& al.* (1966) et C.J. Burgess (1975) montrent que la Formation des Aït-Bou-Oulli s'étend jusque sur le bord Sud de l'Atlas (nappe de Toundout) ; exception faite du massif de l'Anghomar elle ne dépasse pas vers l'Ouest le méridien 7° (cf. Fig. 21).

f. FOSSILES ET AGE :

Brachiopodes : Ce sont les organismes les plus abondants. Une faune récoltée par E. Roch (1939) au Tarkeddid réétudiée par G. Dubar (1942) indique le Sinémurien moyen à supérieur : *Terebratula moreti* Dubar, *T. marucchiensis* Dubar et *Zeilleria arethusa* Di Stef. Ces formes « semblent appartenir à des faunes chaudes, néritiques, méditerranéennes » (Dubar, 1942, p. 31).

Ammonites : Un *Asteroceras* sp. quasiment dolomitisé (dét. Du Dresnay) a été trouvé en éboulis au Tizi-n-Rouguelt (385,2/99,8 ; Carte Skoura). R. Du Dresnay a reconnu *Arnioceras* gr. *ceratitoides* Quenst. dans une forme trouvée, en place, dans la partie inférieure de la formation (120,6/384,8) au Jbel Aït-Abbès. Cette ammonite proche des faunes du Jbel Ayachi décrites par F. Daguin (1926) existe dans la zone à *Asteroceras turneri* et date le Sinémurien moyen.

Microfaune : Des études récentes entreprises avec M. Septfontaine et J.A. Jossen ont révélé l'existence de foraminifères (*Mesoendothyra* sp., *Siphovalvulina* sp., *« Everticyclammina »* sp. et d'algues (Solenopores, *Palaeodasycladus* sp., *Lithocodium* sp.).

Conclusion : Seul le Sinémurien, plus précisément moyen, a été daté paléontologiquement dans cette formation qui pourrait éventuellement débuter à l'Hettangien (Courtinat, comm. pers.) mais n'atteint certainement pas le Pliensbachien.

III. 11. FORMATION DU JBEL RAT
(l $_{II}$'') Sinémurien

a. SYNONYMES : Comme pour la Formation des Aït-Bou-Oulli.

b. INTRODUCTION : Une barre carbonatée massive forme l'ossature des « synclinaux » perchés des Jbel Rat, Tarkeddid, Aït-Abbès et Tig-Nousti.

Ces calcaires, caractérisés par l'abondance des structures en teepee ont été cartographiés séparément : c'est la Formation du Jbel Rat, car sur sa partie orientale, les faciès de cette unité sont très beaux.

c. DESCRIPTION DE LA COUPE-TYPE : Plutôt qu'une coupe de référence unique, nous présenterons une synthèse des coupes levées dans les Aït-Bou-Oulli. (cf. Fig. 18 à 20).

– *Limite inférieure* : Calcaires en petits bancs souvent oolitiques ou dolomies grises.

– *Membre inférieur* : Bancs plurimétriques de calcaires ou calcaire dolomitique gris clair à « birds eyes » et pisolites alternant avec des niveaux à galets mous. Nombreuses structures en teepee de grande dimension (1-2 m) comme au Jbel Rat (puissance de l'unité : 50 à 120 m).

– *Membre supérieur* : Au-dessus de la dalle à teepees, affleurent sur le flanc Sud-Ouest du Jbel Aït-Abbès, des calcaires massifs biodétritiques à algues et foraminifères (puissance 50 m).

– *Limite supérieure* : Cargneules ou grès rouge de la base de la Formation d'Aït-Bazzi.

d. SÉDIMENTOLOGIE : Le Membre inférieur avec

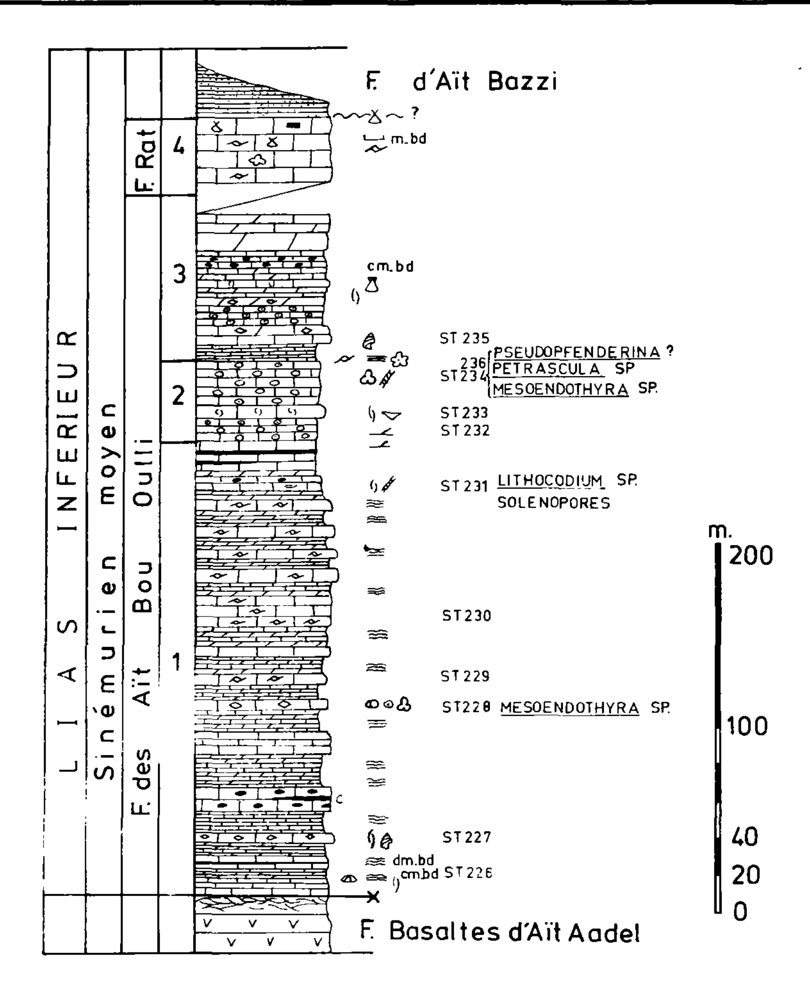


Fig. 19 : Coupe du Jbel Rat

Description de la coupe de la Formation des Aït-Bou-Oulli et de la Formation du Jbel Rat sur le flanc Sud du Jbel Rat (coordonnées de la base : 374/102,5).

Limite inférieure : Contact tectonique avec la Formation des Basaltes des Aït-Aadel. Une translation de quelques centaines de mètres à l'Est permet de s'assurer que la coupe levée est pratiquement complète. Seules manquent une vingtaine de mètres de dolomies poreuses en bancs plurimétriques.

Formation des Aït-Bou-Oulli

1. Bancs décimétriques de calcaires micritiques foncés, rarement biodétritiques formant des barres d'environ 8 m séparées par des zones tendres constituées par des calcaires ou dolomies à laminites (stromatolites). On note l'existence de lits charbonneux de cherts et fréquemment de birds eyes (245 m).
2. Calcaires noirs à petites oolites en bancs décimétriques. Stratification entrecroisée générale. Rares foraminifères [*Mesoendothyra, Pseudopfenderina* et algues (40 m)].
3. Ensemble complexe de calcaires et dolomies variés : Calcaires finement oolitiques en petits bancs, calcaires dolomitiques à structure pseudoconglomératique due à des phénomènes thixotropiques, dolomies massives. Un banc de 15 cm contient des lamellibranches de 5 cm à paroi massive disposés en position de vie. Pas de microfaune (80-90 m)

Formation du Jbel Rat

4. Dalle sommitale du Jbel Rat : Calcaires dolomitiques gris clair/gris foncé en bancs métriques, alternance de niveaux à galets mous remaniés et de niveaux à pisolites et birds eyes. Très nombreuses structures en teepee et polygones de dessiccation géants associés (= diamètre : 2-3 m). Figures karstiques abondantes (50 m).

Limite supérieure : Grès rouges de la base de la Formation d'Aït-Bazzi

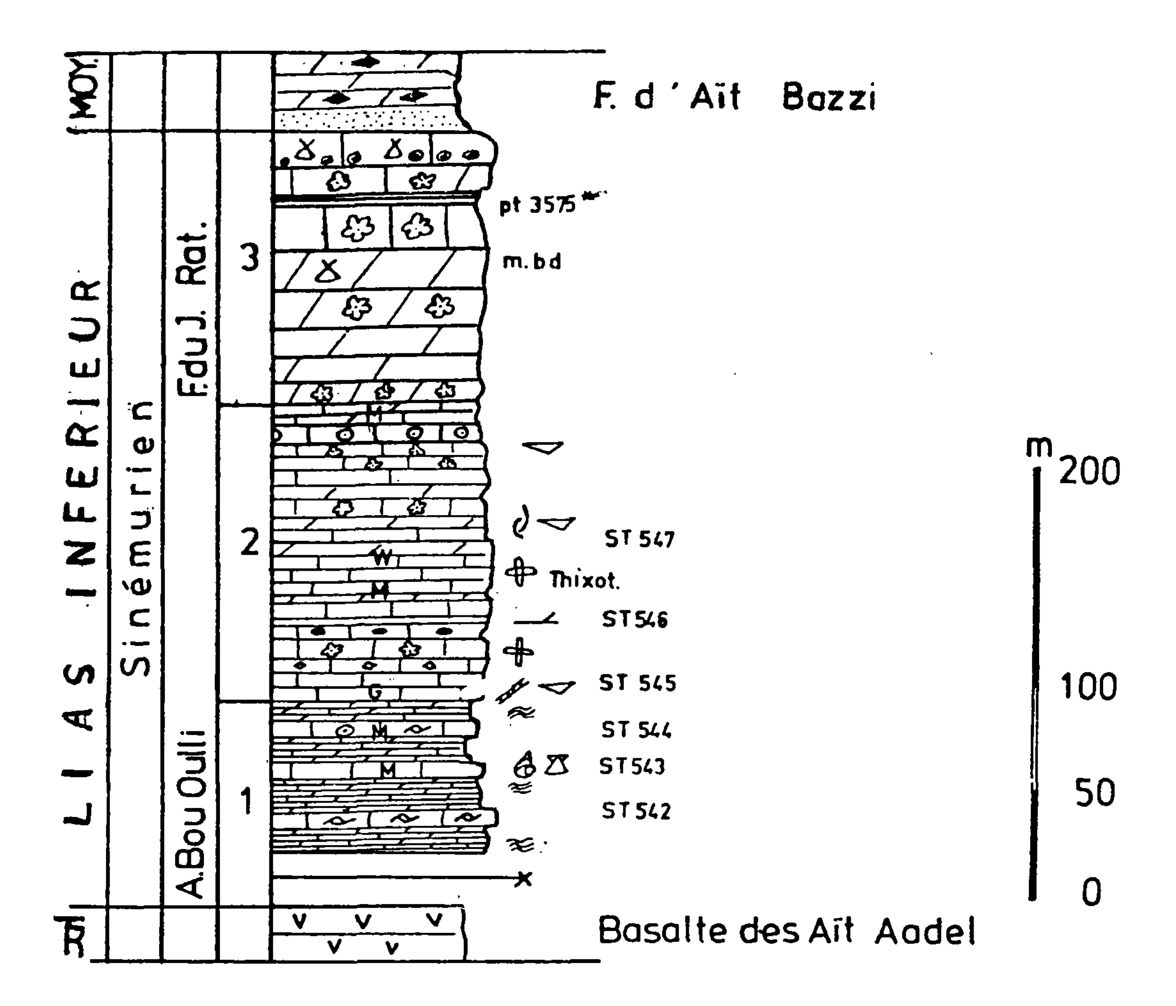


Fig. 20 : Coupe du Jbel Tarkeddid

Description de la coupe de la Formation des Aït-Bou-Oulli et de la Formation du Jbel Rat sur le flanc N du Jbel Tarkeddid.

Formation des Aït-Bou-Oulli

1. Calcaires dolomitiques gris à laminites algaires alternant avec des bancs de calcaires noirs, micritiques ou biodétritiques contenant parfois des brachiopodes, des gastéropodes et des lamellibranches (petits *Cochlearites).*
2. Ensembles de calcaires, parfois dolomitisés, en bancs décimétriques. Bioturbations et figures thixotropiques fréquentes. Niveaux à oncholites, cherts rares. Fossiles : brachiopodes costulés (*Terebratula moreti, T. marucchiensis, Zeilleria arethusa* selon G. Dubar, 1942).

Formation du Jbel Rat

3. Bancs plurimétriques de dolomies foncées, patine jaune, à oncholites, niveaux à « bird's eyes » et pisolites vadoses formant des structures en teepee.

ses structures en teepee et pisolites vadoses a une origine intertidale élevée à supratidale (Du Dresnay, 1976 ; Burgess, 1975), le Membre supérieur dénote une influence marine plus nette (zone intertidale).

e. EXTENSION ET ASPECTS RÉGIONAUX : La répartition, au sommet du Lias inférieur, des faciès à teepee est très vaste géographiquement : la totalité de la feuille Azilal, secteur occupé par la Formation des Calcaires ou Dolomies d'Imi-n-Ifri y compris toute la partie méridionale du Haut Atlas central (Nappe de Toundoute et gorges du Todra) et l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer. Plus à l'Est R. Du Dresnay (1976) signale ces faciès, en même position stratigraphique dans le Moyen Atlas, les Monts d'Oujda, le Haut Atlas oriental. Comme cet auteur, il faut relever la généralité des calcaires à teepees à la fin du Lias inférieur sur tout le Maroc.

L'extension du Membre supérieur reste à préciser : mais on peut imputer son érosion, localement tout au moins, à une phase tectonique méso-liasique dont l'importance reste à préciser.

f. FOSSILES ET AGE : Les Membres inférieur et supérieur n'ont pas livré de macrofaune. Des foraminifères et algues abondent, surtout dans le Membre supérieur, au Jbel Aït-Abbès en particulier, M. Septfontaine a reconnu : *Mesoendothyra* sp., *Haurania deserta, H. amiji, Lituosepta recoarensis, Siphovalvulina* sp., *Pseudopfenderina butterlini.*
Algues : *Thaumatoporella* sp., *Palaeodasycladus* sp.

Cette microfaune indique selon M. Septfontaine (1984) le Sinémurien moyen à supérieur.

Cependant, l'examen de plusieurs coupes fait ressortir que la Formation du Jbel Rat est recouverte à différents niveaux, donc avec discordance, par des grès et shales rouges à traces de racine (l_{III} C sur la carte) de la base de la Formation d'Aït-Bazzi. Cet épisode régressif pourrait être corrélé avec les « Faciès d'Itzer » (Termier, 1936) qui se développent à proximité des terres émergées de la Haute Moulouya à la limite Lias inférieur/Lias moyen (Du Dresnay, 1979).

Ceci incite à placer la Formation du Jbel Rat dans la partie supérieure du Sinémurien, ce qui est en accord avec l'attribution stratigraphique (Du Dresnay, 1976, 1979) des faciès à teepee du Haut Atlas oriental.

Paléogéographie du Haut Atlas au Lias inférieur (Sinémurien moyen)
(Fig. 21)

Après l'épisode deltaïque, puis effusif du Trias supérieur, dès le Lias inférieur (Hettangien ? et Sinémurien) un changement radical du type de sédimentation intervient avec le dépôt de carbonates dans un sillon lentement subsident qui part de laTethys et se termine contre le massif ancien de Marrakech (Roch, 1950 ; Choubert *& al.*; 1962 ; Dubar, 1962 ; Du Dresnay, 1972). Ces dépôts carbonatés seront, paradoxalement, ceux qui auront la plus grande extension vers l'Ouest de tous les calcaires anté-crétacé.

Dans le Haut Atlas de Demnat, les sédiments du Lias inférieur sont tous attribuables à des dépôts marins peu profonds avec traces d'émersion (intertidalites à supratidalites). Une mer ouverte avec ammonites se terminait au niveau du méridien de Béni-Mellal, une plate-forme carbonatée intertidale, au méridien de Demnat. A l'Ouest de celui-ci, les carbonates représentent essentiellement des faciès supratidaux ou de sebkha (Burgess & Lee, 1978).

Sur la carte paléogéographique, il a été distingué au Sud de la ZDTT* un secteur où se sont déposés d'épaisses séries à stromatolites et à calcaires oolitiques. Au Nord de l'accident, on trouve des calcaires, ou calcaires dolomitisés plus massifs, souvent oncholitiques, entourant la mer ouverte (faciès périrécifal de Rolley, 1978). Des faciès similaires, mais de puissance réduite les jouxtent à l'Ouest, avant de passer aux croûtes dolomitiques des faciès de sebkha avec gypse aux Aït-Ourir (Ferrandini & Le Marrec, 1982).

Il faut relever qu'à la base des carbonates du Lias inférieur, on constate partout l'existence du même faciès : marnes et dolomies blanchâtres, azoïques et parfois gypseuses. De même, le cycle sédimentaire du Lias inférieur se termine très généralement par des bancs calcaires massifs à teepee, indiquant une émersion généralisée.

III. 12. FORMATION D'AIT-BAZZI
(l_{III}, l_{IIIc}) Pliensbachien

a. SYNONYMES : Lias moyen faciès lagunaire p.p. (Roch, 1939)
Lias supérieur (Lévêque, 1961)
Aït-Bazzi, Domérien (Le Marrec & Jenny, 1980)
Aït-Bazzi, Pliensbachien (Jenny & Jossen, 1982).

b. INTRODUCTION : Au SW de l'accident de Demnat, les calcaires et dolomies à petits bancs du Lias moyen (F. d'Aganane) cèdent la place à des faciès bréchiques et dolomitiques contenant des lentilles de gypse. Ces faciès très confinés, voire continentaux ont été cartographiés comme Formation d'Aït-Bazzi.

* Zone de décrochement du Tizi-n-Test.

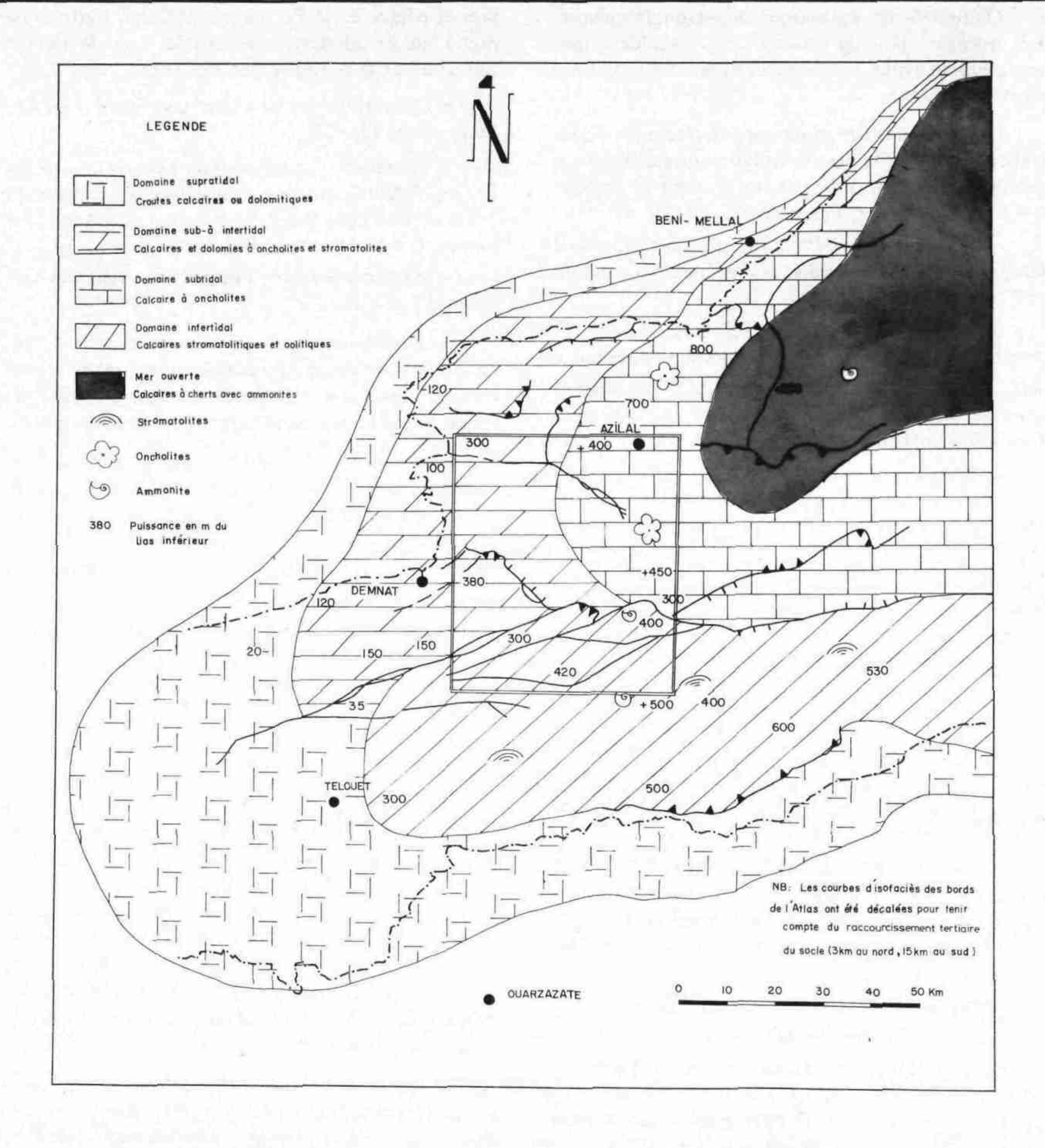


Fig. 21 : Paléogéographie du Haut Atlas au Sinémurien moyen

c. DESCRIPTION DE L'UNITÉ (Fig. 34) : Cette formation, tendre, aux faciès peu évocateurs affleure assez largement dans la cuvette des Iouaridène, en particulier au bord de la piste au Sud du Jbel Arous à Aït-Bazzi (353/127,5).

– *Base de la formation* : Dolomies massives d'Imi-n-Ifri.

– *Faciès caractéristique* : Des dolomies caverneuses jaunâtres, rappelant les cargneules, sont caractéristiques de cette unité. Les vacuoles semblent dues à la dissolution de fragments argileux, seul le ciment dolomitique subsistant.

Outre ce faciès, des marnes rouges sont fréquentes. Des forages dans la cuvette des Iouaridène ont rencontré du gypse. La puissance de la formation varie entre 50 et 100 m.

Un faciès gréso-pélitique rouge à traces de racines constitue souvent la base de la Formation d'Aït-Bazi, il a été localement distingué sur la carte géologique (= 1 III C). (J. Rat, Foum Jem'a 156/354,5).

– *Sommet de la Formation* : Passage progressif aux grès et pélites rouges du Lias supérieur (Formation de Wazzant).

d. MILIEU DE DÉPOT (cf. Fig. 26) : Les faciès décrits sont caractéristiques de dépôts lagunaires ou de sebkha. Ils sont intermédiaires entre les dépôts continentaux affleurant sur la Carte Demnat et la formation intertidale d'Aganane.

e. EXTENSION ET PASSAGES LATÉRAUX (Fig. 26) : Cette unité se retrouve partout au Sud de l'accident de Demnat. Sur la partie occidentale du bloc des Guettioua elle affleure, avec ses faciès typiques alors que l'on retrouve, au niveau d'Azilal, des dolomies en petits bancs de la Formation d'Aganane ; entre, tous les intermédiaires s'observent et la limite entre ces deux unités lithologiques est parfaitement arbitraire.

f. HYDROGÉOLOGIE : Les sondages de la Division des Ressources en Eau (D.R.E.), dans la cuvette des Iouaridène, ont prouvé que la Formation d'Aït-Bazzi constituait un réservoir très intéressant pour l'eau, tant en qualité qu'en quantité (débit moyen 10 à 15 l/s, salinité inférieure à 1 g/l.

g. FOSSILES ET AGE : Cette unité, apparemment azoïque, est attribuée facilement au Pliensbachien en raison de son encadrement stratigraphique et des corrélations latérales directes avec la Formation d'Aganane fossilifère.

III. 13. FORMATION D'AGANANE (I III') Pliensbachien*

a. SYNONYMES : Lias moyen, faciès lagunaire (Roch, 1939)
Ji 2, Lias moyen (Domérien) (Choubert & coll., 1959)
Lm, Domérien (Rolley, 1978)
« Pliensbachien supérieur » (Burgess & Lee, 1978).

b. INTRODUCTION : Au Sud d'Azilal, une très puissante unité carbonatée en petits bancs se développe entre les Dolomies ou les Calcaires d'Imi-n-Ifri et les grès et pélites de la Formation d'Azilal. Cette unité prend un grand développement le long de l'Oued Lakhdar sur le territoire des Aït-Abbès.

c. DESCRIPTION DE LA COUPE-TYPE (cf. Fig. 22 ; autre coupe Fig. 23) :

– *Situation* : La coupe-type a été choisie 16 km au Sud d'Azilal, au-dessus du village d'Aganane (Pt 1394) situé au bord de l'Assif-n-Bernat et desservie par une piste menant vers le Jbel Talmest.

– *Limite inférieure* : Passage progressif aux Calcaires d'Imi-n-Ifri.

– *Description sommaire* : La Formation d'Aganane consiste en une répétition monotone de bancs dolomitiques, plus rarement calcaires, pluridécimétriques, à joints secs. Sa puissance peut atteindre 600 m.

La présence de biostromes à très grands Lamellibranches (> 20 cm), de mégabrèches et de grands foraminifères (*Orbitopsella*) la distingue des carbonates du Lias inférieur dans lesquels les faciès à oncholites, oolites, birds eyes et les structures en teepees sont beaucoup plus fréquentes.

– *Limite supérieure* : Grès et pélites rouges de la Formation d'Azilal. Le passage est progressif dans la région-type mais, localement, les grès rouges érodent en discordance cartographique la partie supérieure de la Formation d'Aganane (cf. III. 14.c.).

d. FACIÈS CARACTÉRISTIQUES

- Des biostromes à grands lamellibranches (*Opisoma* sp., *Lithiotis* sp. et *Cochlearites* sp.) s'intercalent localement dans la Formation d'Aganane (cf. III. 13. f). Ce faciès, beaucoup plus répandu sur la carte contiguë à l'Est (Zawyat Ahançal, J. A. Jossen en prép.) où il constitue les beaux sommets de l'Aroudane et de l'Azurki, se trouve sur la Carte Azilal outre en petits « patch reef » isolés, dans la barre calcaire massive dominant l'Oued Lakhdar, niveau distingué sur la carte géologique (1 III' a).

– Des mégabrèches intraformationnelles, composées d'éléments anguleux en lentilles hectométriques de puissance décamétrique , apparaissent le long de l'Oued Lakhdar (1 III' b) surtout dans la base de l'unité. Leur relation avec des slumps (372,6/118,1) prouve qu'il s'agit de bancs ayant glissé lors du soulèvement de la marge méridionale du bassin.

e. MILIEU DE DÉPOT : La Formation d'Aganane s'est déposée sur une plate-forme carbonatée intertidale subsidente en position d'arrière récif (Fig. 26). La partie située au Sud de l'accident de Demnat s'est élevée, puis a émergé au Pliensbachien. Ceci explique la présence

* Le Pliensbachien (= Lias moyen) regroupe les sous-étages Carixien et Domérien.

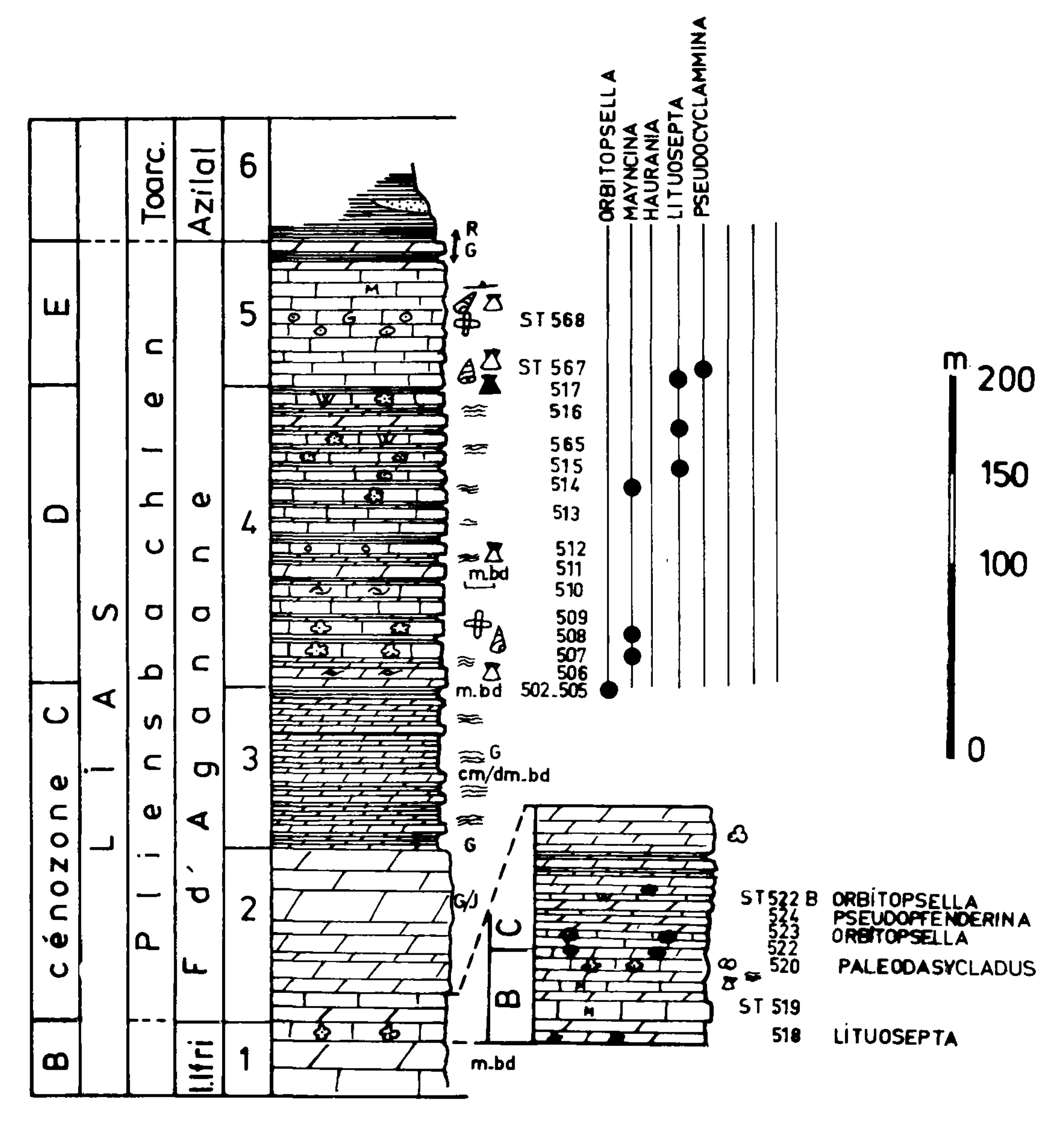


Fig. 22 : Coupe-type de la Formation d'Aganane

Description de la coupe-type de la Formation d'Aganane (389/136,8).

Base : 1. Calcaires et dolomies gris en bancs métriques. Faciès micritiques ou à oncholites et galets mous. Présence d'Algues (*Palaeodasycladus*) et Foraminifères (*Lituosepta recoarensis*)

Formation d'Aganane

2. Bancs décimétriques à métriques de dolomies jaunes séparés par des dolomies fines à laminites algaires. Des bancs calcaires microtiques ou à oncholites s'y intercalent. On y trouve des Foraminifères *(Orbitopsella primaeva, Pseudopfenderina buterlini)*.

3. Bancs centimétriques à décimétriques de dolomies à laminites algaires.

4. Alternance de dolomies à laminites algaires et de calcaires souvent biodétritiques, à « birds eyes » ou oncholites, rares polygones de dessiccation. Sauf à l'extrême base dans laquelle se trouve *Orbitopsella praecursor*, les foraminifères observés sont : *Mayncina termieri, Lituosepta compressa.*

5. Calcaires à oncholites, puis calcaires à grands Lamellibranches (Megalodontidés) séparés par des dolomies à laminites. Foraminifères : *Haurania deserta, Pseudocyclammina liasica.*

Sommet : Passage graduel aux pélites et grès rouges de la F. d'Azilal par l'intermédiaire de dolomies grises à laminites parmi lesquelles s'intercalent des niveaux pélitiques rouges.

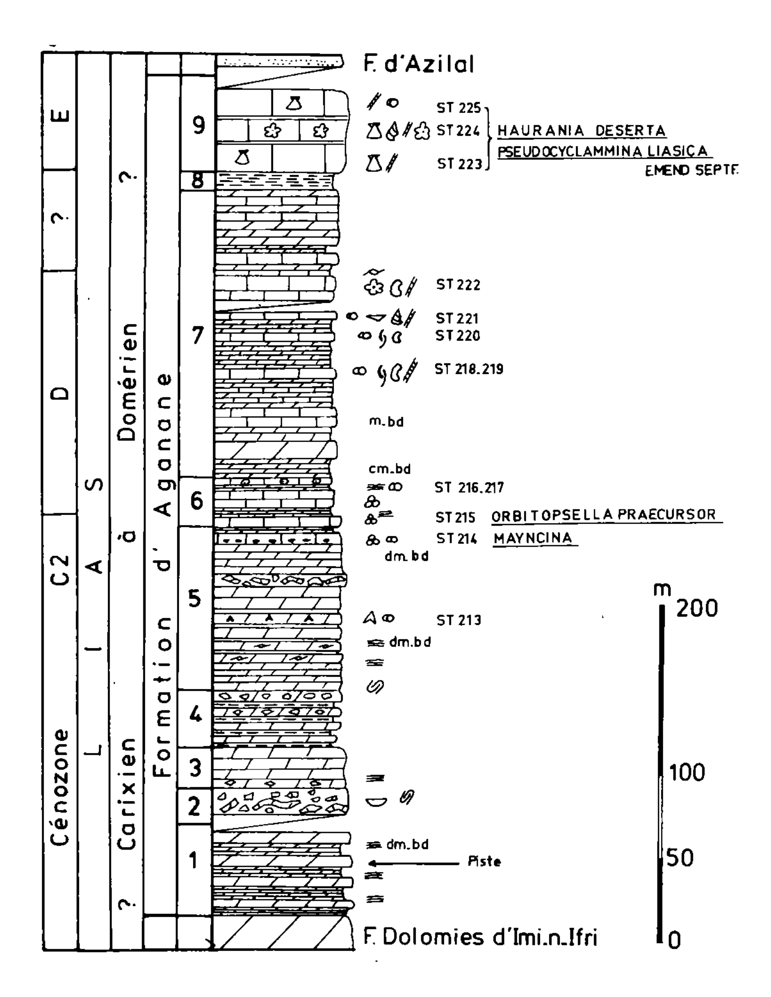


Fig. 23 : Coupe du Souk des Aït-Abbès

Description de la Formation d'Aganane au Souk des Aït-Abbès (coordonnées de la base : 392/122,5).

Base de la coupe : Dolomies grises en bancs massifs, sommet de la Formation des dolomies d'Imi-n-Ifri.

1. **Passage progressif à des dolomies à laminites gris-bleu à patine jaune en bancs décimétriques alternant avec des calcschistes dolomitiques souvent à laminites (50 m).**
2. **Lentille hectométrique de bancs dolomitiques avec slumps (= mégabrèche intraformationnelle) (15-20 m).**
3. **Dolomies grises localement à laminations.**
4. **Dolomies grises à laminites localement bréchiques, interbancs dolomitiques en plaquettes ou marnes dolomitiques.**
5. **Ensemble de dolomies grises souvent à laminites, niveaux à slumps, « birds eyes » et pseudomorphoses de gypse. Passées bréchiques au sommet micritiques.**
6. **Passées plurimétriques de calcaires gris-bleu fins dolomitiques à Foraminifères (*Mayncina termieri* Hottinger, *Glomospira* sp., *Haurania amiji* Henson, *Orbitopsella primaeva* (Henson), *Mesoendothyra sp.*, *Earlandia* sp., *Siphovalvulina* sp., *Pseudopfenderina* sp.)**

Entre les barres calcaires : dolomies jaunes ou grises à laminites.

7. Ensemble de bancs décimétriques, rarement métriques de dolomie grise à patine jaune avec des intercalations de calcaires généralement biodétritiques contenant quelques Foraminifères (*Mayncina termieri, Earlandia* sp., *Glomospira* sp.), des algues (Codiacées, Solenopores, *Pycnopodium*), des Ostracodes et des Coprolites.
8. Marnes brun rouge, pélites.
9. Calcaires micritiques en bancs décimétriques contenant de nombreux Lamellibranches (*Lithiotis* sp.), des Gastéropodes (*Pseudonerinea* sp.), des Foraminifères (*Haurania deserta, Siphovalvulina* sp., *Ammobaculites* sp.), et des Algues (*Pycnopodium* sp.).

   Interbancs : marnes brun chocolat.

Passage aux grès et pélites de la Formation d'Azilal, couvert.

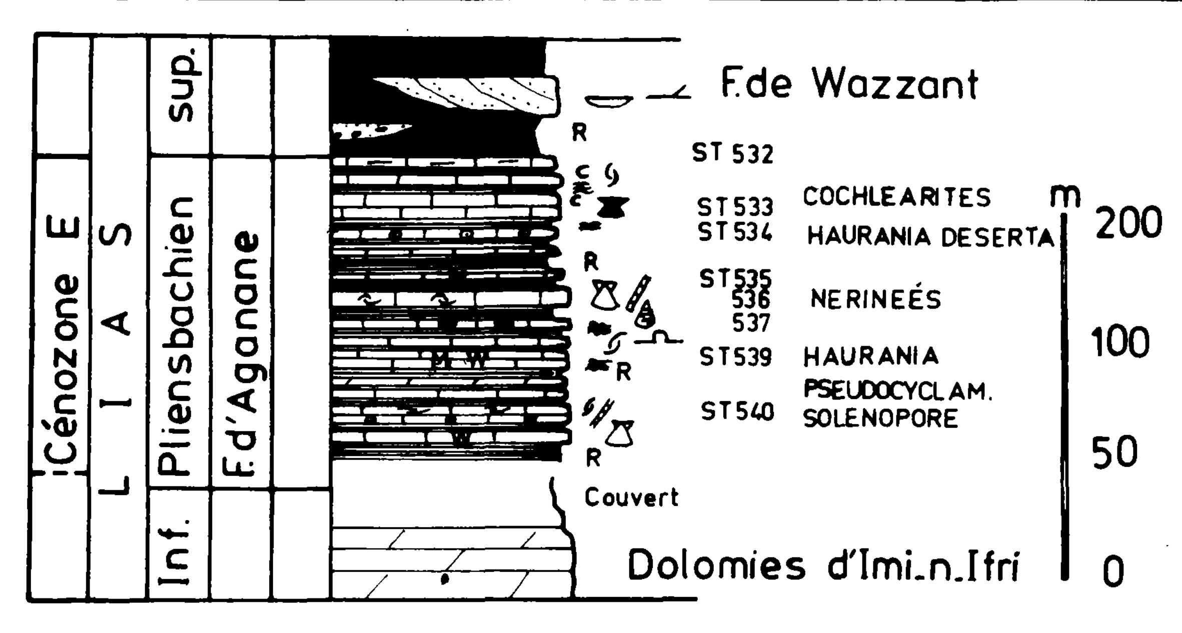


Fig. 24 : Coupe d'Aït-Blal

Description de la coupe de la Formation d'Aganane à Aït-Blal (377,3/122).

Base : Passage au dolomies d'Imi-n-Ifri, couvert.

Formation d'Aganane

- Ensemble de calcaires souvent biodétritiques, parfois à laminites séparés par des marnes rouges ou grises ou des niveaux charbonneux.

Au sommet : calcaires à *Cochlearites* sp. en position de vie, puis dolomies à laminites et calcaires marneux cédant progressivement la place à des pelites vertes et rouges puis des grès et conglomérats rouges (F. de Wazzant). La microfaune indique exclusivement la présence de la cénozone E. Ainsi, seule la partie supérieure de la F. d'Aganane s'est déposée en bordure du bassin des Guettioua.

de lignites, des slumps associés aux mégabrèches ainsi que les réductions de puissance de la Formation d'Aganane (cf. III. 13. d.).

f. EXTENSION ET PASSAGES LATÉRAUX : Cette formation affleure largement au Sud d'Azilal, sur le bloc des Guettioua. Vers l'Ouest, elle passe progressivement à la Formation d'Aït-Bazzi.

Des faciès massifs à biostromes de grands lamellibranches séparent la Formation d'Aganane des faciès à Ammonites (Formation du Jbel Azurki, J.A. Jossen, en prép.).

Le passage Formation d'Aganane/Formation du Jbel Azurki s'observe bien au Jbel Mesgouane, 10 km à l'Est d'Azilal.

g. FOSSILES ET AGE :

– Traces de vertébrés : Des dalles de dolomies à laminites montrent parfois des empreintes de pas de Dinosauriens et des pistes biens conservées (Jenny & Jossen, 1982). Ces fossiles spectaculaires n'apportent pas encore de précisions stratigraphiques mais confirment qu'il s'agit de dépôts très peu profonds, voire émergés.

– Les Lamellibranches n'ont pas fait l'objet d'études locales, mais se rapprochent des formes du Lias moyen de l'Atlas oriental (Du Dresnay, comm. pers.).

– Une unique Ammonite, *Arieticeras* cf. *algovianum* (dét. Du Dresnay) trouvée par E. Roch (1939) dans la partie supérieure de la formation, au-dessus de la barre à grands lamellibranches au Sud-Est d'Aït-Blal prouve l'existence du Domérien moyen (cf. Dubar & Mouterde, 1978).

Les Foraminifères qu'il faut attentivement rechercher à la loupe sur le terrain sont abondants dans quelques horizons. Un travail entrepris avec M. Septfontaine a permis de distinguer 4 cénozones dans la Formation d'Aganane (Septfontaine, 1984, 1986) de bas en haut :

E - *Haurania deserta, Pseudocyclammina liasica*
D - *Lituosepta compressa, Mayncina termieri*

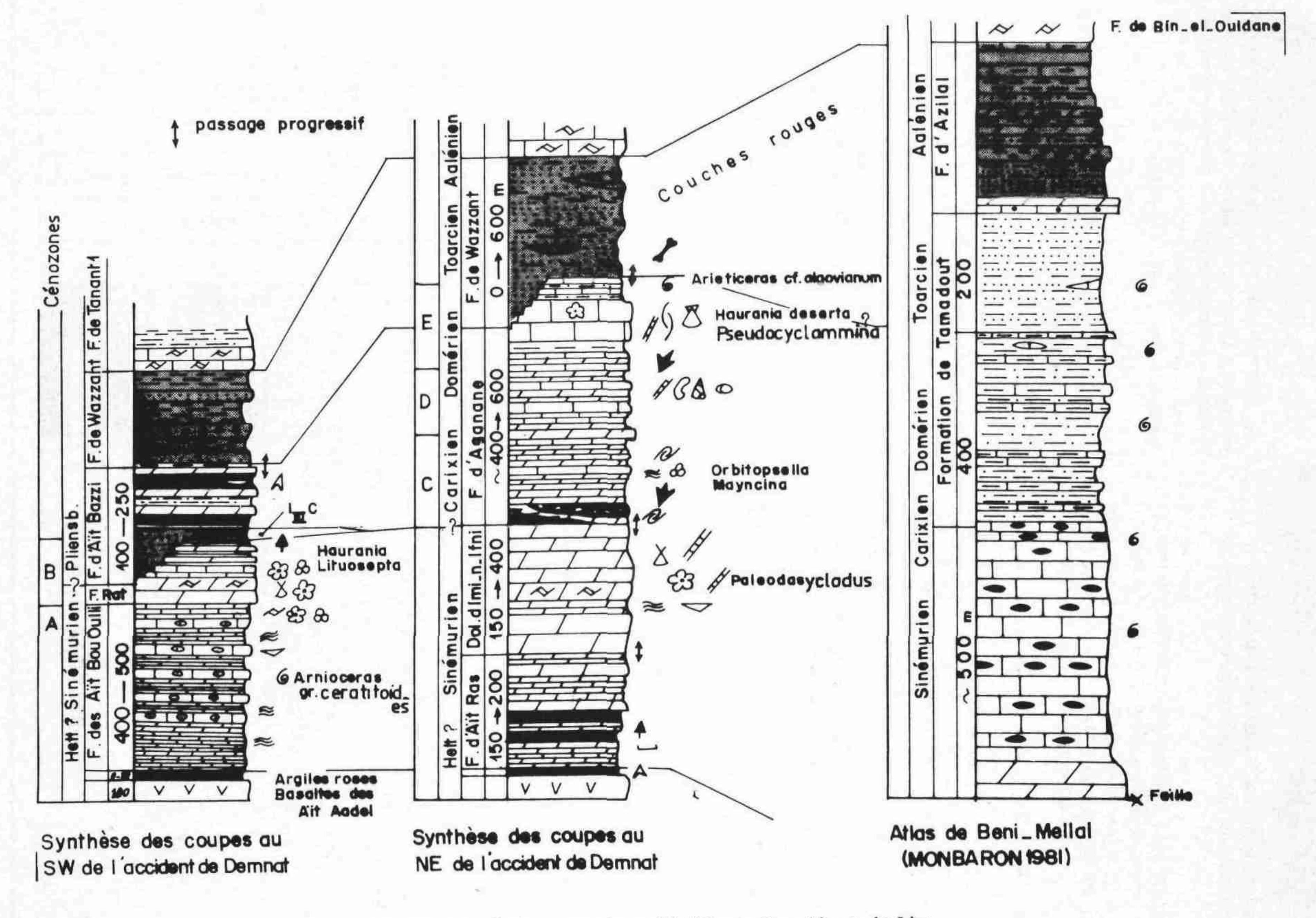


Fig. 25 : Corrélations entre les unités lithostratigraphiques du Lias

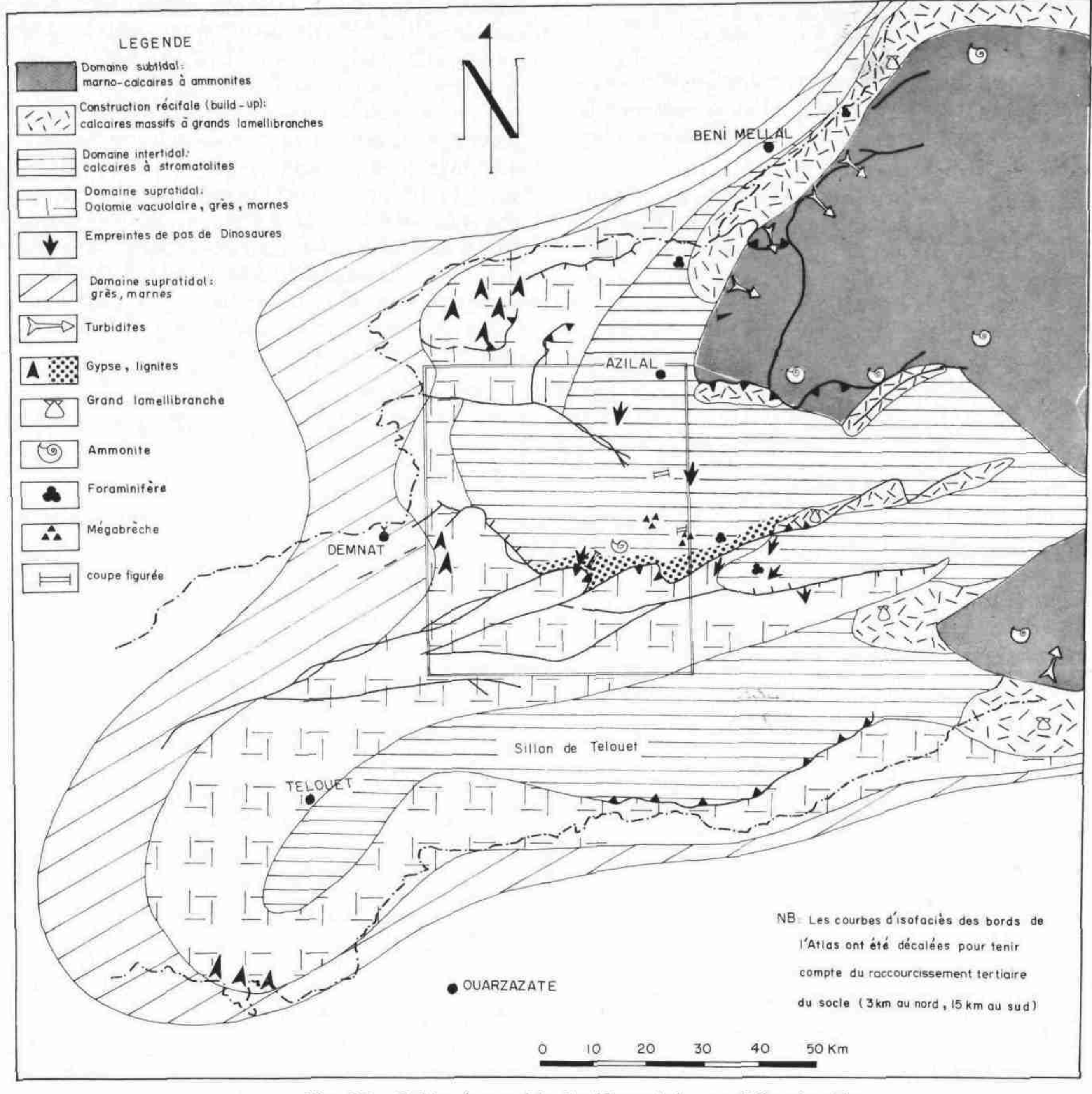


Fig. 26 : Paléogéographie du Haut Atlas au Pliensbachien

C2 – *Orbitopsella praecursor* s.l., *Lituosepta compressa, Haurania* sp.
C1 - *Orbitopsella primaeva, Pseudopfenderina, Lituosepta compressa, Palaeodasycladus* sp.

Les cénozones A et B apparaissent dans les formations inférieures. Les cénozones C1 et C2 seraient à rattacher au Carixien (Du Dresnay, 1975), D et E dans le Domérien. La Formation d'Aganane comprend donc une grande partie du Pliensbachien.

Le problème de la limite supérieure se pose : les Formations de Wazzant et d'Azilal débutent-elles déjà au sommet du Pliensbachien ou au Toarcien ? Faute d'arguments paléontologiques, la deuxième hypothèse sera retenue par analogie à l'Atlas oriental où la sédimentation détritique débute au Toarcien selon R. Du Dresnay (1979).

Paléogéographie du Haut Atlas central au Pliensbachien
(Fig. 26)

Situé au Pliensbachien à une paléolatitude presque tropicale (Barron & *al.*, 1981), la région constituait la terminaison occidentale contre le massif ancien du golfe atlasique, ouvert à l'Est sur la Téthys.

Au Nord de l'accident de Demnat s'étendait un vaste estran (tidal flat) subsident où se déposaient des carbonates à fantômes de gypse et laminites stromatolitiques, découpés par des polygones de dessiccation. En bordure de l'accident synsédimentaire de Demnat, actif à cette époque, on trouve des intercalations de lignite, issues certainement du démantèlement de forêts situées au Sud ainsi qu'en témoignent les traces de racines des grès de la base de la Formation d'Aït-Bazzi aux Aït-Toutline. Des dinosaures, tant herbivores que carnivores, déambulaient dans ce vaste marais maritime.

A l'Est, sans la région de Demnat, en bordure d'un continent bas, des gypses précipitaient dans des sebkhas*. Localement, des faciès plus massifs à grands Lamellibranches séparaient le « tidal flat » de la mer ouverte à Ammonites dont l'extension occidentale avoisine la bordure Est de la Carte Azilal.

III. 14. FORMATION DE WAZZANT
(l IVC) Toarço-aalénien ?

a. SYNONYMES : Lias supérieur continental (Roch, 1939 ; Choubert & coll., 1959)
Lias rutilant (Roch, 1939)
Lias supérieur et Grès des Guettioua p.p (Lévêque, 1961)
Formation de Wazzant (Jenny & *al.*, 1980 ; Le Marrec & Jenny, 1980).
(Jenny & Jossen, 1982).

b. INTRODUCTION

Sur la bordure méridionale des Guettioua, sous les calcaires aaléno (?) - bajociens (Groupe de Tanant) se développe une épaisse formation gréso-pélitique à passées conglomératiques terminant le cycle sédimentaire liasique, dénommée ici : Formation de Wazzant en raison de son développement exceptionnel dans la région de Wazzant sur la bordure Sud des Guettioua.

c. DESCRIPTION : Il s'agit d'une formation détritique rouge dans laquelle alternent pélites, grès et conglomérats à billes de quartz centimétriques ; sauf près des paléofailles, les fragments de calcaires n'apparaissent pas ou ont été dissous. Si dans la région de Demnat ces faciès sont proches de ceux de la Formation des Grès de Guettioua, la position stratigraphique de la Formation de Wazzant, au-dessous des barres calcaires du Dogger (Formation de Tanant) lève toute ambiguïté. A l'Ouest de la Carte Azilal tout comme dans la cuvette Jbel Til - Jbel Amersiaz et une partie du synclinal du M'Goun où les Calcaires de Tanant manquent (probablement ne s'y sont-ils pas déposés), la distinction entre ces deux unités détritiques rouges est délicate, voire aléatoire.

Étant donné la nature essentiellement lenticulaire de l'unité, la description d'une coupe-type est inutile. Nous préciserons ses limites stratigraphiques puis décrirons quelques faciès caractéristiques.

Limite supérieure : Dans les grès et pélites rouges s'intercalent des niveaux argileux verdâtres, puis des bancs calcaires, la Formation de Wazzant passe progressivement à la Formation de Tanant 1, ce passage s'observe par exemple au Tizi-n-Takiout* (366,7/126,7) sur la piste d'Aït-Blal. La limite a été arbitrairement fixée, par commodité pour la cartographie, sous les premiers bancs de calcaires massifs. Comme signalé plus haut la réduction puis l'absence des calcaires de Tanant peut rendre cette limite délicate à tracer.

Limite inférieure : La Formation de Wazzant repose généralement en concordance et avec passage progressif soit sur la Formation d'Aït-Bazzi, soit sur son équivalent latéral la Formation d'Aganane. Ce passage est visible à plusieurs reprises sur la nouvelle piste entre Aït-Blal et Tacht (Fig. 24) où des bancs calcaires s'intercalent progressivement dans les pélites rouges.

En d'autres endroits, la Formation de Wazzant est nettement discordante sur les sédiments du Lias moyen, voire sur les dolomies du Lias inférieur dont on retrouve des blocs à peine émoussés dans ses niveaux conglomératiques. Cette discordance s'observe particulièrement bien au Nord de Wazzant où la formation éponyme d'épaisseur réduite recoupe une barre massive de calcaires à grands Lamellibranches. La Formation de Wazzant est réduite à quelques mètres de puissance puis brusquement s'épaissit. A cet endroit des lentilles conglomératiques calcaires sont très fréquentes : il s'agit là d'un très bel exemple de faille synsédimentaire que fossilisent les calcaires du Dogger (Fig. 28).

La Formation de Wazzant qui atteint 800 m de

* Sous un climat probablement assez aride.

puissance dans le bassin éponyme est également très réduite au Sud de celui-ci dans les Aït-Toutline ou les Aït-Iouaridène.

On arrive ainsi à imaginer un dispositif en graben ou encore un petit bassin en déchirement (Fig. 27) le long de l'accident de Demnat.

Outre ces variations de puissance, il faut signaler que la Formation de Wazzant de l'extrémité occidentale de la cuvette des Iouaridène se termine en biseau contre l' « anticlinal » d'Aït-Khlouf, dont on peut ainsi présumer l'existence à cette époque.

La Formation de Wazzant repose aussi en discordance sur les calcaires du Lias moyen puis inférieur dans les Aït-Bou-Oulli au Jbel Tafenfent.

d. PÉTROGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE : Cette unité se compose de conglomérats, grès et pélites rouges. Les niveaux gréseux et conglomératiques sont lenticulaires avec de fréquentes stratifications obliques. Si sur le terrain, abstraction faite du contexte géologique, la distinction entre cette formation et les Formations de Guettioua ou des Grès de l'Oukaïmeden est difficile, les conglomérats à billes de quartz multicolores de diamètre centimétrique sont très généralement caractéristiques de la Formation de Wazzant.

Sous le microscope, les grains de quartz, arrondis, prédominent (> 50%), le reste est constitué de fragment de roches souvent quartzeuses et schistosées. On note la présence de roches vitreuses et de glauconie spongieuse ; la calcite cimente les éléments et remplit des vacuoles.

Ces observations ainsi que l'absence de minéraux lourds et de plagioclases indiquent clairement que ces grès proviennent du démantèlement d'un socle non granitique, ceci contrairement aux Grès de l'Oukaïmeden.

Le contexte géologique, la pétrographie, les figures sédimentaires et le contenu faunistique traduisent un milieu de dépôt fluvio-deltaïque sans influence marine nette.

e. EXTENSION ET PASSAGES LATÉRAUX : La Formation de Wazzant existe sur la carte géologique de Demnat (Le Marrec, 1985), elle est reconnaissable également sur le versant Sud de l'Atlas dans la nappe de Toundoute à Aït-Toumert.

La Formation de Wazzant devient plus pélitique vers l'Est où elle passe progressivement à la Formation d'Azilal.

On la retrouve sur la feuille Zawyat Ahançal où elle passe progressivement à la Formation de Zawyat Ahançal qui témoigne d'un milieu marin (Jossen, comm. orale).

f. HYDROGÉOLOGIE: Les nombreux puits creusés sur la bordure Nord des Guettioua par exemple, dans cette unité, témoigne de ses qualités aquifères. L'eau est accumulée dans les niveaux gréso-conglomératiques interstratifiés dans les pélites.

g. FOSSILES ET AGES (cf. III. 15. h.).

III. 15. FORMATION D'AZILAL (l IV) Toarço-aalénien ?

a. SYNONYMES : Lias supérieur continental (Roch, 1939 ; Choubert & coll., 1959)
Marnes chocolat (Lévêque, 1952 ; Rolley, 1973, 1978 ; Jenny & *al.*, 1980)
Formation d'Azilal (Jenny & Monbaron, 1981, inédit).

b. HISTORIQUE ET INTRODUCTION : A la fin du Pliensbachien la sédimentation carbonatée fait progressivement place à des dépôts détritiques rouges marquant la régression de la fin du Lias. Ces couches rouges ont été dénommées « Marnes chocolat » par P. Lévêque (1952) près du barrage de Bin-el-Ouidane, sans présenter de coupe de référence. Nous préférerons les grouper sous le nom de Formation d'Azilal en raison de leur grand développement au Sud de cette ville.

c. COUPE-TYPE :

– *Limite inférieure* : La base de la Formation d'Azilal n'est pas franche, il y a passage graduel entre les calcaires sous-jacents (Formation d'Aganane) et les pélites rouges de la Formation d'Azilal. La limite est choisie au changement de couleur.

– *Description de la coupe-type* : (cf. colonne stratigraphique Fig. 29).

– *Limite supérieure* : Les Formations de Tanant 1 ou de Bin-el-Ouidane, essentiellement calcaires, recouvrent la formation d'Azilal. Le passage entre ces unités est également progressif et la limite est fixée à la base des premiers calcaires massifs, généralement à « birds eyes ».

– *Localisation de la coupe-type* : Flanc NW du Jbel Mezgouane, 10 km à l'Est d'Azilal. Coordonnée de la base de la coupe : 398,7/153, direction de la coupe N 340 (Carte Zawyat Ahançal 1/100 000).

d. PÉTROGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE : Cette unité regroupe des grès, parfois grossiers ou

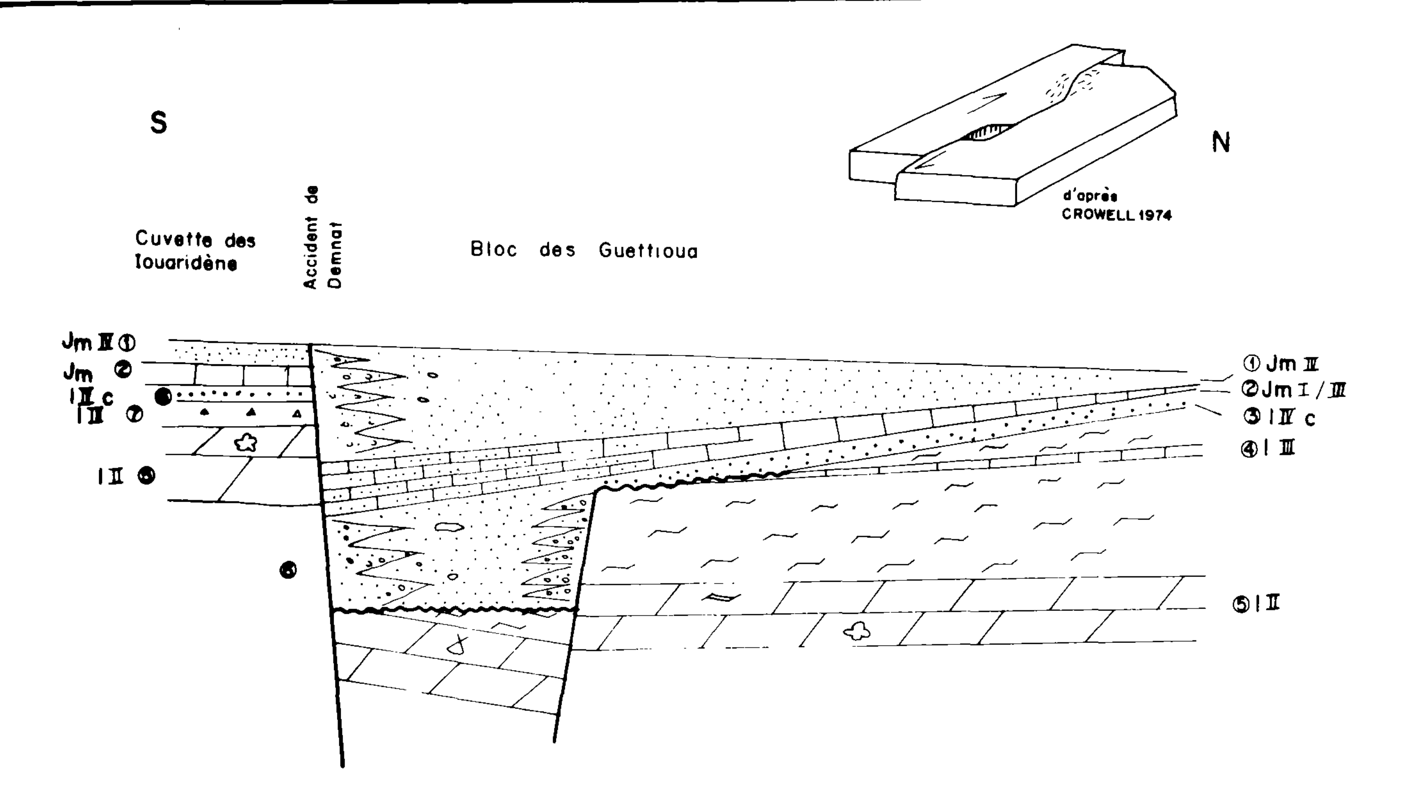


Fig. 27 : Schéma de l'accident de Demnat au Nord de Wazzant

conglomératiques, surtout des silts rouges et quelques horizons carbonatés à litage irrégulier (calcaires lacustres ?) ainsi que des lits charbonneux. Ces faciès, la faune (composée de rares Brachiopodes, Lamellibranches noirs peu diversifiés, vertébrés) et les figures sédimentaires (impacts de gouttes de pluie, galets mous, stratifications entrecroisées et « ripple-marks ») traduisent un milieu de dépôt marin confiné à continental, avec émersions temporaires, conditions réunies dans un environnement deltaïque avec influences marines.

La Formation d'Azilal constitue le terme de transition entre la Formation de Wazzant, continentale, et la Formation de Zawyat Ahançal (Jossen, 1988) où les influences marines sont nettes.

e. EXTENSION ET VARIATION DE PUISSANCE : La Formation d'Azilal occupe la partie NE de la feuille Azilal ; vers le SW cette unité devient beaucoup plus grossièrement détritique et de ce fait est remplacée par la Formation de Wazzant. Comme cette dernière, la Formation d'Azilal présente d'importantes variations de puissance dues, dans certains cas, à des paléoreliefs comme au Jbel Mezgouane (400/153, Carte Z. Ahançal).

f. GÉOMORPHOLOGIE ET HYDROLOGIE : La Formation d'Azilal constitue une zone déprimée entre les calcaires liasiques et bajociens ; cette zone, souvent intensément cultivée, est riche en sources et en puits. Ce fait s'explique par l'alternance de niveaux perméables et imperméables. Des sources jaillissent au sommet de cette unité, sous la masse des calcaires (Formation de Tanant 1 ou Bin-el-Ouidane 1), comme à Bernat.

g. CORRÉLATIONS LATÉRALES : La Formation d'Azilal est l'équivalent latéral à faciès argileux de la Formation de Wazzant, essentiellement gréseuse et conglomératique. Plus à l'Est, des influences marines se font sentir, des Brachiopodes apparaissent au niveau de Zawyat-Ahançal, des Ammonites près d'Imilchil (Dubar & Mouterde, 1978) et près de Tillouguit (carte géologique Béni-Mellal, Monbaron, 1985).

h. FOSSILES ET AGES : La Formation d'Azilal n'a livré aucun fossile utilisable stratigraphiquement. Son niveau de dépôt explique l'absence de faune franchement marine. Seuls des vertébrés (Jenny & *al.*, 1980) à l'étude chez P. Taquet (Museum d'Histoire naturelle, Paris) et des petits Lamellibranches (faune saumâtre ?) ont été trouvés dans cette unité. Une

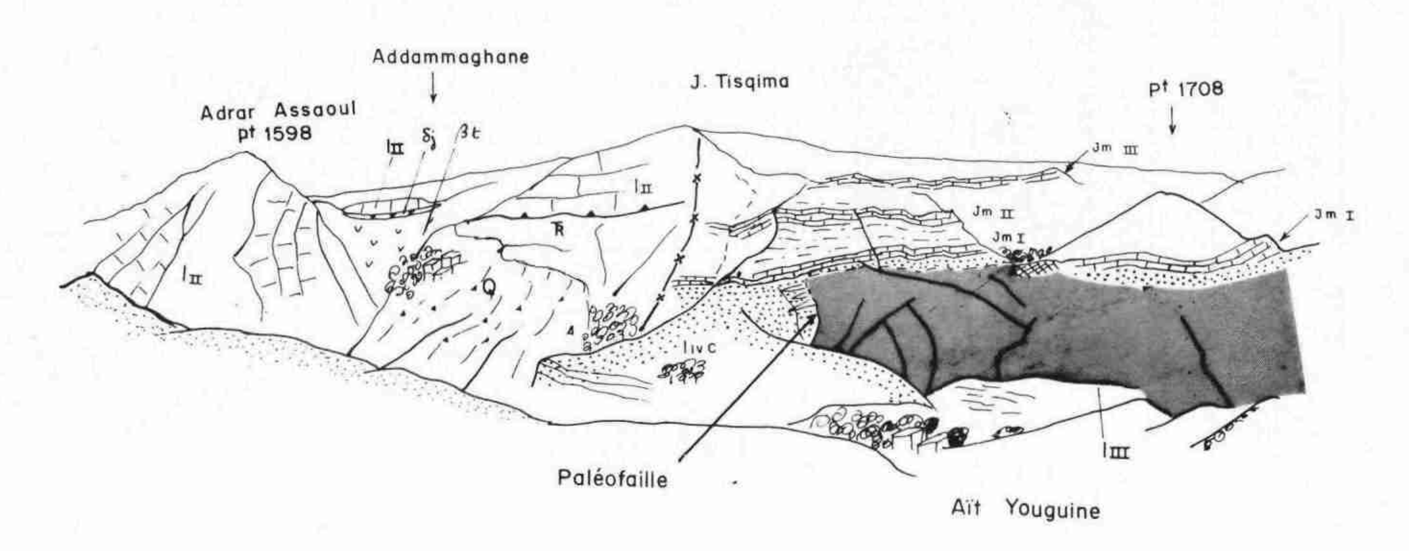


Fig. 28 : Panorama géologique d'Achawikh vers le Nord

analyse palynologique a révélé l'existence de bois calcinés à défaut de palynomorphes caractéristiques. Seul un âge post-Domérien moyen est prouvé localement. Un âge toarço-aalénien est possible en raison de l'encadrement stratigraphique et des corrélations latérales avec les couches fossilifères de l'Est. On peut signaler que dans le domaine du bassin atlasique les apports détritiques commencent généralement au Toarcien (Du Dresnay, 1979).

III. 16. GROUPE DE TANANT (Aaléno ? - Bajocien supérieur) jm I à jm III

a. SYNONYMES : Dogger (Roch, 1939 ; Lévêque, 1961)
Dogger (Rolley, 1978)
Jurassique moyen (Choubert & coll., 1956).

b. INTRODUCTION : Ni L. Gentil (1970), ni L. Moret (1931) n'ont distingué sur leurs cartes géologiques le Dogger des couches calcaires jurassiques de la région Azilal-Demnat. Ce sont P. Russo & L. Russo, en 1927, qui découvrent des Brachiopodes qu'ils attribuent au Bathonien supérieur dans des calcaires de nature sublittorale dans la région d'Azilal ; E. Roch (1934 et 1939) place les calcaires fossilifères encadrés par les couches rouges (Formation des Grès des Guettioua et Formation d'Azilal ou Wazzant) dans le Dogger, l'absence d'Ammonite n'autorisant pas plus de précision selon lui. Cet auteur, outre la nature néritique des dépôts, note leur diminution de puissance entre Bernat (150 m) et Demnat (50 m), diminution de puissance liée à l'accentuation des caractères lagunaires. P. Lévêque (1961) place dans le Dogger ces mêmes calcaires qui, pour lui, sont les seuls témoins de cette époque (cf. III. 17-7). Récemment J.-P. Rebouillat (1983) s'est penché sur la sédimentologie de ces couches ; nous lui devons une grande partie des informations ci-après.

Dans la région des Guettioua et des Aït-Attab, les sédiments du Jurassique moyen sont constitués par trois niveaux calcaires séparés par des zones tendres marneuses ou gréseuses. Chacune de ces corniches ayant des caractères lithologiques propres et une extension géographique assez importante, nous les avons cartographiées indépendamment, de bas en haut : Formation de Tanant 1, Formation de Tanant 2, Formation de Tanant 3, ces trois unités constituant le groupe de Tanant.

Contrairement à M. Monbaron (1985) qui a individualisé et cartographié une unité intermédiaire (Formation de Tillouguit, env. 200 m dans la région-type) entre les calcaires aaléno-bajociens et les Grès de Guettioua, nous avons inclus cette formation (de Tillouguit) dans la Formation des Calcaires de Tanant 3 en raison de sa puissance très réduite sur la Carte Azilal, bien que dans la région des Guettioua on

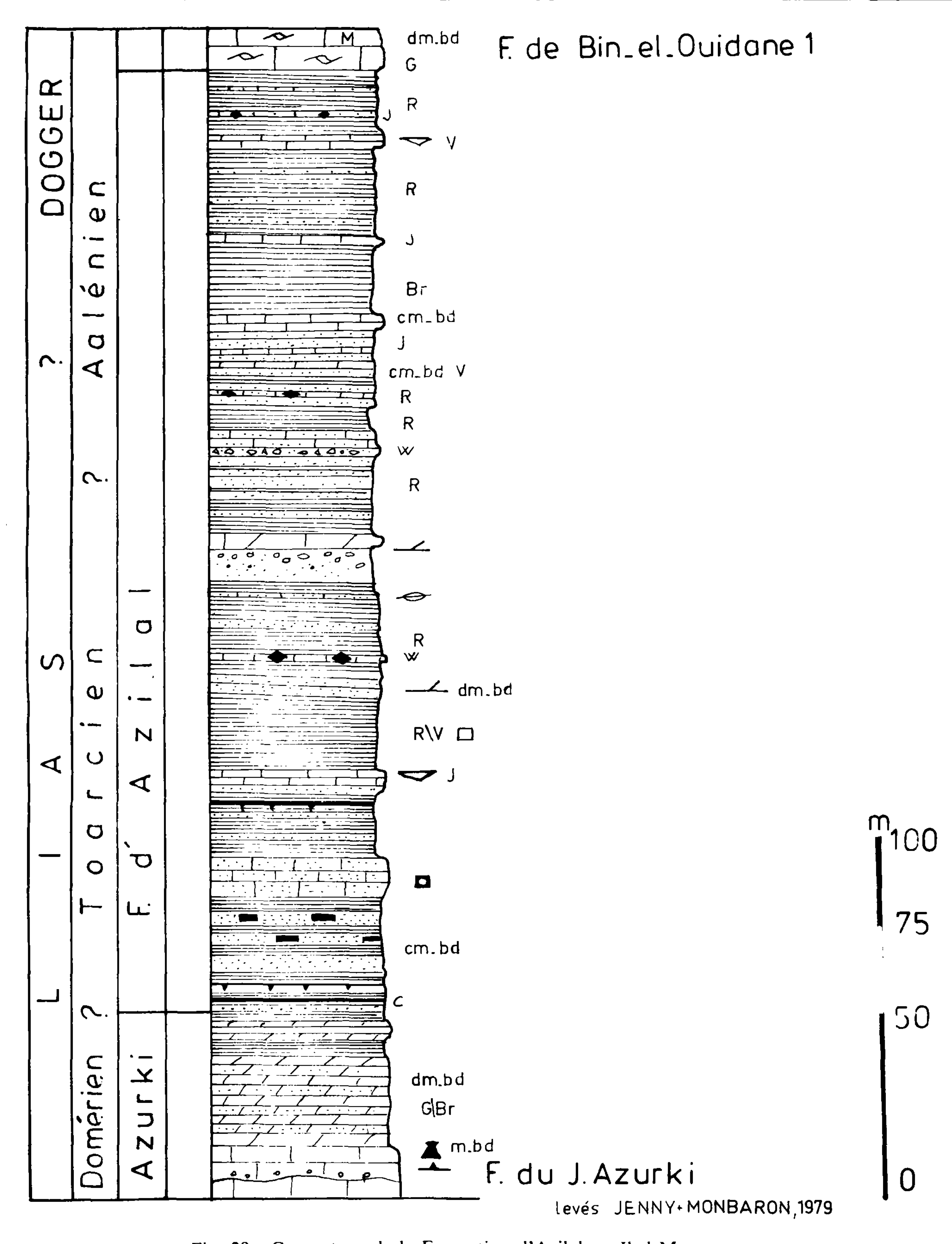


Fig. 29 : Coupe-type de la Formation d'Azilal au Jbel Mezgouane

observe encore plusieurs faciès caractéristiques de la Formation de Tillouguit : les calcaires à *Mytilus* par exemple.

c. COUPE-TYPE (Fig. 30) : La coupe-type du Groupe de Tanant a été choisie sur la rive droite de l'oued Lakhdar, 7 km au SSE de Tanant. On y accède par une piste débouchant sur la route d'Azilal, 1 km au NE de Tanant (coord. de la base 357,1/135,8).

– *Limite inférieure* : Constituée par une barre calcaire dolomitique à « bird's eyes » reposant sur des silts et argilites rouges. Le passage de la formation d'Azilal à la formation de Tanant est progressif.

1. Masse calcaire dolomitique à « bird's eyes », laminations et petites géodes (15 m).
2. Argilites rouges et marnes (20 m).
3. Calcaire dolomitique et dolomie fossilifères (20 m).
4. Alternances argilites rouges, marnes, et fins niveaux carbonatés (75 m).
5. Calcaires et marnes fossilifères (20 m).
6. Alternances de silts rouges et marnes parfois dolomitiques (37 m).
7. Calcaire oolitique et biodétritique à litage oblique (17 m).
8. Brèche calcaire à Polypiers et Brachiopodes (2 m).
9. Grès très riches en bois avec récurrences calcaires (22 m).

(1 à 4 = Formation de Tanant 1, 5 et 6 = Formation de Tanant 2, 7 à 9 Formation de Tanant 3).

– *Limite supérieure* : Niveau calcaire fossilifère (0,20 m) à Mytilidés.

La coupe montre ensuite, au-dessus des calcaires à Mytilidés sur une vingtaine de mètres, un passage progressif à une sédimentation de type continental rouge : les Grès des Guettioua.

d. PÉTROGRAPHIE-SÉDIMENTOLOGIE :

– *Formation de Tanant 1* : Constituée par un épisode calcaire dolomitique à nombreux « bird's eyes » qui se découpe en deux membres séparés par une zone plus marneuse. Les bancs dont l'épaisseur maximale est de l'ordre de deux mètres sont séparés par des joints marno-dolomitiques. Les lames minces montrent une dolomicrite avec de fines particules de quartz. Le deuxième épisode dolomitique est plus fossilifère (Gastéropodes, Lamellibranches, Foraminifères). On peut mentionner un banc d'une vingtaine de centimètres très riche en Nérinées, ainsi que quelques fragments de bois. Les bancs ont une épaisseur moyenne de 50 cm. Les vacuoles sont nombreuses et peuvent atteindre dix centimètres. Certains bancs sont laminés à leur sommet, d'autres montrent des oolites entièrement dolomitisées.

Cet ensemble s'est déposé sous une faible tranche d'eau, en milieu protégé, parfois proche de l'émersion. Les passées oolithiques et fossilifères traduisent plus une ouverture du milieu qu'une variation bathymétrique. Cette formation se termine par une épaisse série argilo-marneuse parfois dolomitique. Les nombreuses séquences (de 1 à 5 m) montrent un enrichissement en carbonates. La stratification des petits bancs carbonatés qui coiffent ces séquences est très souvent perturbée, et des pseudomorphoses d'évaporites sont très fréquentes.

Ces niveaux peuvent être bréchiques et certains présentent des structures en teepees, principalement dans le tiers inférieur de la série. Le nombre important de séquences est à mettre en relation avec une forte subsidence liée à une tectonique synsédimentaire active. La taille généralement faible de ces détritiques peut cependant former des grès à nombreux ripple-marks. Les bancs sont souvent découpés par des fentes de dessiccation.

Formation de Tanant 2 : Le type précédent de dépôt en milieu confiné et très protégé fait progressivement place à une alternance de calcaires et de marnes fossilifères (Gastéropodes, Lamellibranches, Brachiopodes, Foraminifères, Encrines) et oolitiques. Certains bancs sont très bioturbés. Ils présentent des calcaires de dépôts subtidaux, le terme 6 marque un retour à une sédimentation plus littorale où les passées gréseuses sont fréquentes. Les séquences de type, « silt-argile-carbonate » montrent un plus grand développement.

Formation de Tanant 3 (et Formation de Tillouguit) : On note ensuite un retour assez rapide à une sédimentation marine plus franche avec une épaisse masse calcaire très biodétritique et oolitique à litage oblique. Les fossiles sont variés : Brachiopodes, Lamellibranches, Gastéropodes, Foraminifères, Algues. Une diagenèse précoce est attestée par la présence de surfaces durcies et perforées. Une brèche synsédimentaire riche en Polypiers et Brachiopodes surmonte ce calcaire et le remanie localement.

Le niveau 9 (Formation de Tillouguit) est constitué par des dépôts gréseux à ciment calcaire très riche en bois et présentant de nombreuses figures sédimentaires à la base et au sommet des bancs. Quelques interca-

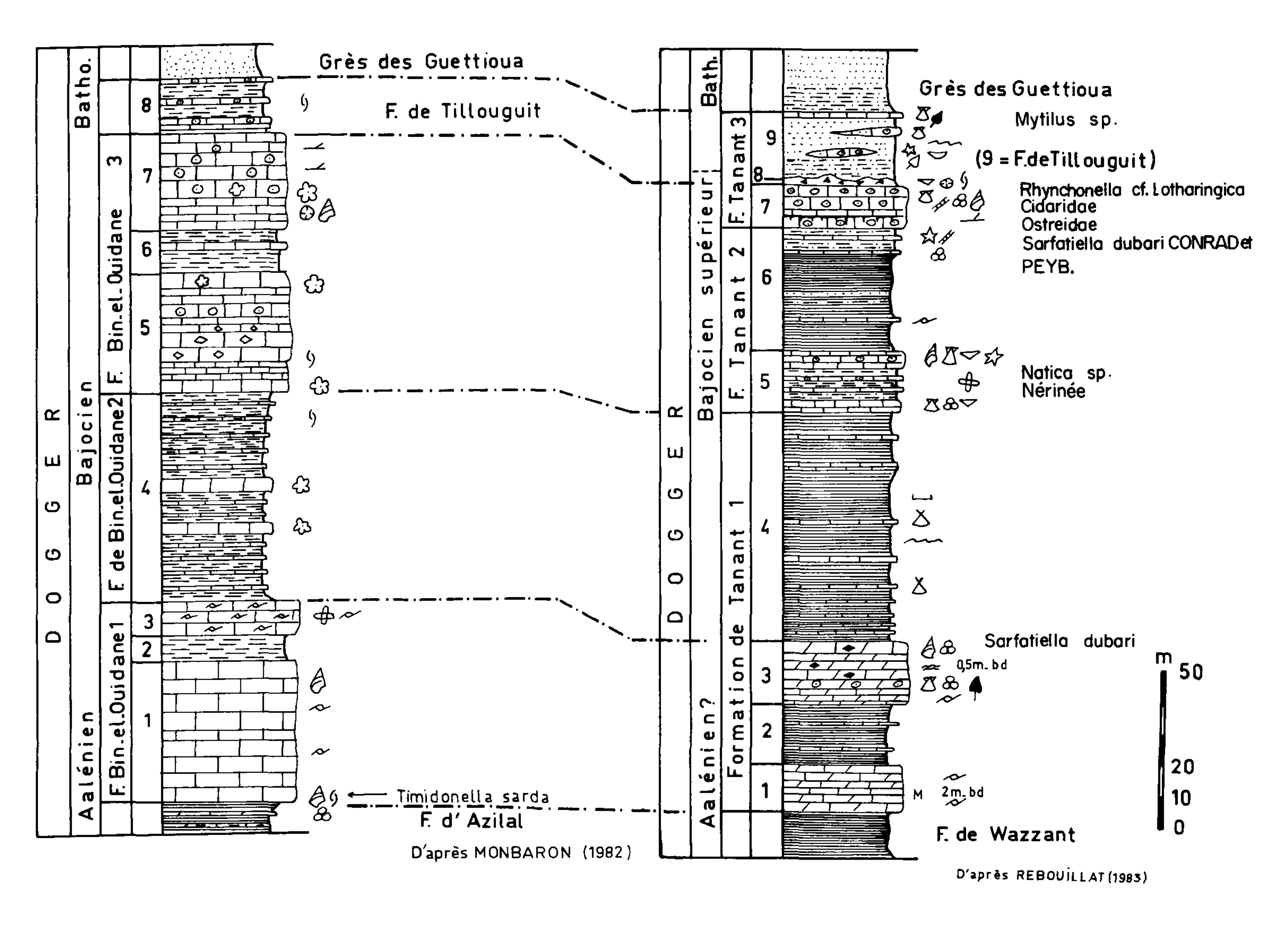


Fig. 31 : Coupe-type du Groupe de Bin-el-Ouidane

Fig. 30 : Coupe-type du Groupe de Tanant

lations de calcaires biodétritiques et oolitiques traduisent des oscillations du niveau marin.

e. ASPECTS RÉGIONAUX :

Extension et variation de puissance : Le Groupe de Tanant affleure sur toute la partie Nord-Ouest de la Carte Azilal. Il montre une nette diminution de puissance d'Est en Ouest et du Nord vers le Sud. En se dirigeant dans cette direction, on observe la diminution du rapport calcaire/marne, ces derniers faisant progressivement place à des sédiments détritiques (Fig. 33).

Si la diminution de puissance vers l'Ouest est une règle générale, des failles synsédimentaires actives au Dogger expliquent des variations brutales comme à la limite Guettioua-Aït-Iouaridène.

A cet endroit le Groupe de Tanant est envahi par

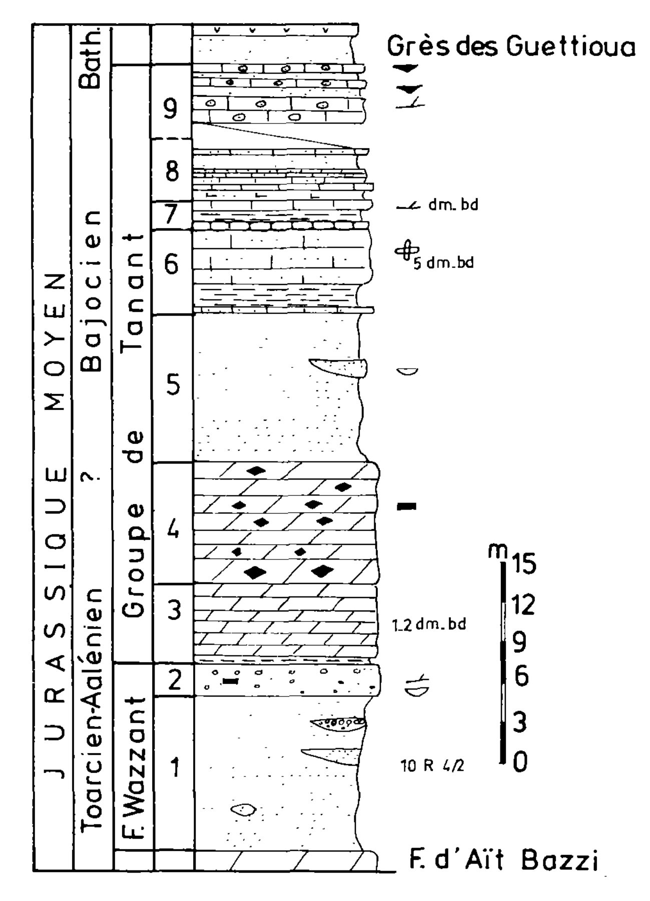


Fig. 32 : Coupe de la bordure sud des Aït-Toutline

Description de la coupe de la formation de Wazzant et du Groupe de Tanant sur la bordure Sud des Aït-Toutline (coordonnées de la base : 375/116,7).

Base de la coupe : Dolomies vacuolaires de la Formation d'Aït-Bazzi.

1. Grès violacés tendres à nodules de microgrès roulés, septaria, niveaux conglomératiques à éléments siliceux (11,20 m).
2. Conglomérats à dragées de quartz et galets mous (2,30 m).
3. Marnes grises (0,5 m) puis dolomie graveleuse légèrement calcaire (6 m).
4. Cargneules (8,90 m).
5. Grès tendres base brun rouge, sommet violacé (11,20 m).
6. Grès calcaires jaunes et bruns, marnes grises (6,30 m).
7. Calcaires noduleux, marnes grises, calcaire gris à patine kaki (1,60 m).
8. Grès calcareux et calcaires gréseux bruns et violacés (6,50 m).
9. Calcaires oolitiques biodétritiques gris à interbancs de grès tendres carbonatés bruns (8,50 m).

Sommet de la coupe : Grès bruns devenant rouges, zone de transition avec la Formation des Grès des Guettioua.

des détritiques rouges. Ceci est probablement dû au fonctionnement de l'Accident de Demnat (Fig. 27 et 28).

Dans la partie méridionale de la Feuille Azilal, près de Tifni et dans les Aït-Toutline (Fig. 32), seuls les calcaires oolitiques de la Formation de Tanant 3 subsistent. Localement, le Groupe de Tanant a été érodé par les Grès des Guettioua (Tifni, Aït-Toutline bordure N). Les Calcaires de Tanant ne sont pas déposés à l'Ouest de la Carte Azilal ainsi que dans certaines gouttières synclinales (Aït-Toutline occidentale, Jbel Ifri-ou-Khlifat).

Une reconnaissance sur le versant Sud de l'Atlas dans la nappe d'Aït-Zerki-Toundout près d'Aït-Toumert nous a permis d'y reconnaître le Groupe de Tanant parfaitement reconnaissable avec tous ses horizons repères (calcaire à Nérinées, *Mytilus*, calcaires oolitiques), avec le même encadrement stratigraphique, le tout d'une puissance de 40 m.

Géomorphologie : Les trois unités du Groupe de Tanant se marquent dans le paysage par trois cuestas très remarquables. On peut les comparer avec les « Calcaires corniches » (Termier, 1936) du Moyen Atlas.

Corrélations latérales : Dans la partie NE de la coupure Azilal le Groupe de Tanant est remplacé par le Groupe de Bin-el-Ouidane, plus puissant et essentiellement carbonaté. Plus à l'Est encore, la puissance des dépôts marins du Dogger augmentent considérablement, 1500 m sur la feuille Béni-Mellal, 2500 m à Imilchil, enfin 5000 m dans la région de Tounfite (Studer, 1987). Les dépôts sont alors de type « bassin »

avec Ammonites. Entre les dépôts de plate-forme carbonatée de la région Azilal-Demnat et les faciès de bassin, se développent dans la région d'Imilchil des niveaux récifaux,

f. FOSSILES ET AGE : Les calcaires du Groupe de Tanant sont localement très fossilifères : Brachiopodes surtout, Coraux, Oursins, Lamellibranches et Gastéropodes. Ces formes ont fait l'objet de nombreuses citations (Roch, 1939 ; Lévêque, 1961) et indiqueraient un âge bajocien moyen et supérieur (Rousselle, *in* Rolley, 1978). J.H. Delance attribue au Bajocien supérieur une faune de brachiopodes récoltés dans les calcaires oolitiques (F. de Tanant 3) : *Terebratula* cf. *gomesi, Zeilleria cuneata* (*in* Rebouillat, 1983). Contrairement au Groupe de Bin-el-Ouidane, aucun Foraminifère utilisable stratigraphiquement n'a été trouvé, seuls des *Mesoendothyra* sp., *Siphovalvulina* sp. et des algues *Thaumatoporella* sp., *Cylindroporella* sp., *Boveina sp., Macroporella sp., Sarfatiella dubari* Conr. & PEYB (dét. Septfontaine) existent. L'absence de formes vraiment caractéristiques du Bathonien, malgré des faciès favorables, incitent à penser que cet étage n'est pas représenté dans les carbonates, mais les dépôts gréseux sus-jacents (F. des Grès des Guettioua).

Des fragments de tissus osseux sont épars entre les barres calcaires de la bordure occidentale des Aït-Iouaridène.

La base du groupe est attribuée hypothétiquement à l'Aalénien sans argument paléontologique.

III. 17. GROUPE DE BIN-EL-OUIDANE (jm I' à jm III') Aaléno ? - Bajocien supérieur

a. SYNONYMIE : Dogger (Roch, 1939)
Dogger marin (Bourcart & Roch, 1942)
Jurassique moyen (Dubar, 1952, p. 21 ; Choubert & *al.*, 1956)
Dogger (Rolley, 1978, p. 27 ; Lévêque, 1952, 1961).

b. INTRODUCTION : P. & L. Russo (1927) ont, les premiers, attribué au Jurassique moyen des calcaires bleus à Brachiopodes dans la région d'Azilal. Cette série a été étudiée en détail lors des travaux de construction du barrage de Bin-el-Ouidane (Lévêque, 1952).

c. DESCRIPTION (Fig. 31) : La présente description est une synthèse de plusieurs coupes partielles levées par M. Monbaron (*in* Jenny & Monbaron, 1981) entre Bin-el-Ouidane (399/168) et le Tizi-R'Nim (407/177) sur la Carte Béni-Mellal. Elle rend compte des caractères généraux, à valeur régionale, d'une unité aux faciès pouvant varier très brusquement. Son épaisseur moyenne est d'environ 300 m

– *Limite inférieure* : Le mur de ce Groupe est représenté par les silts, grès et pélites gréseuses brun-rouge, à gypse, de la Formation d'Azilal.

– *Coupe-type* : Le Groupe se divise en trois formations :

Formation de Bin-el-Ouidane 1 : une base calcaire, en gros bancs (110 - 120 m).

Formation de Bin-el-Ouidane 2 : une série médiane, marneuse à marno-calcaire (120-130 m).

Formation de Bin-el-Ouidane 3 : un ensemble

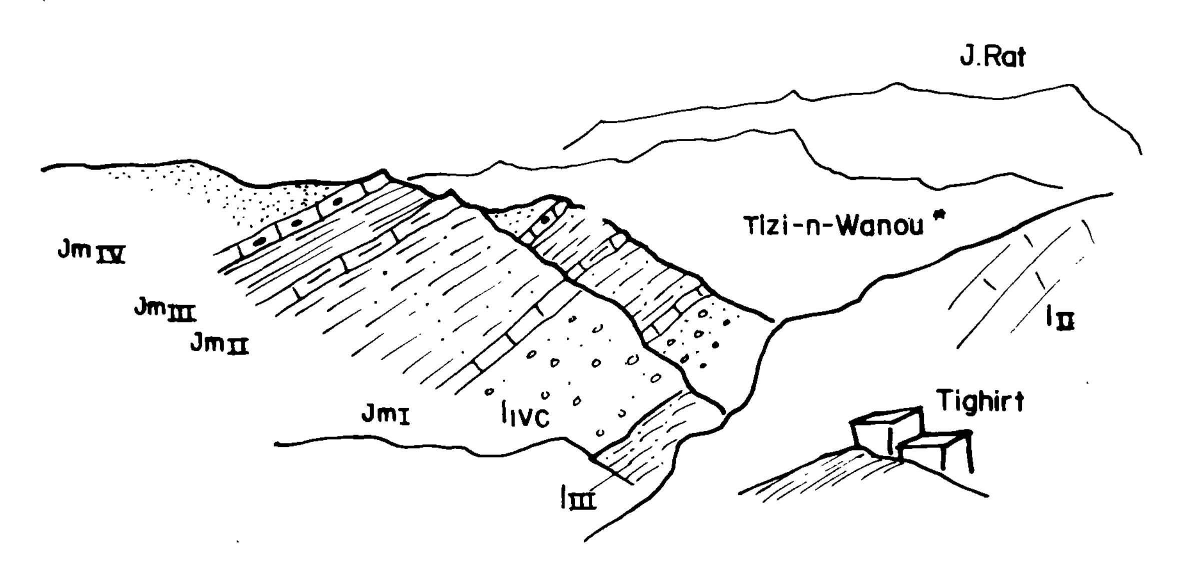


Fig. 33 : Vue vers le S du Tizi-n-Aït-Ali

calcaire sommital, bien lité (45 - 50 m).

1. *Formation de Bin-el-Ouidane I* (jm I') : = « Marnes calcaires et calcaires inférieurs » (Rolley, 1978).

Ensemble de calcaires en gros bancs, à stratification diffuse, de couleur grise, gris-bleu, beige ou jaunâtre, parfois rosâtre. Ce sont des calcaires micritiques, présentant fréquemment des « bird's-eyes » et généralement peu fossilifères. Assez rarement, ils deviennent un peu plus biodétritiques, à oncholites et petites oolites bien classées ; on y reconnaît alors de rares tests de Gastéropodes. Localement, une passée marneuse de 5 à 7 m peut séparer cette série en deux sous-ensembles d'égale épaisseur. Parfois aussi, la base peut être un peu plus argileuse ou marno-calcaire, ou se présenter en minces bancs bien lités, calcaro-dolomitiques.

2. *Formation de Bin-el-Ouidane 2* (jm II') = « Marnes livides » (Lévêque, 1952)

Une sédimentation alternativement marneuse et marno-calcaire, de couleur grise à beige clair, prend ensuite le relai. De minces passées marno-dolomitiques jaunâtres sont relativement fréquentes : on y trouve parfois de grosses concentrations de Rhynchonelles, formant des bancs lumachelliques de 5 - 10 cm d'épaisseur ; sinon, ce membre est assez peu fossilifère. Vers son sommet, la sédimentation calcaire redevient peu à peu prédominante, ce qui se traduit par des bancs calcaires bien lités prenant de plus en plus le pas sur les interbancs marneux. La limite lithologique avec le membre supérieur est de ce fait souvent difficile à fixer.

3. *Formation de Bin-el-Ouidane 3* (jm III') : = « Barre à Rhynchonelles » (Rolley, 1978)

Ce sont des calcaires nettement biodétritiques et fossilifères de couleur grise à beige, très bien lités ; à la base, les bancs sont décimétriques, séparés par de minces liserés marneux ; leur épaisseur augmente vers le haut. Au top des bancs sommitaux, plurimétriques, on note des niveaux de type hard-ground, à fortes concentrations de débris organiques et à nodules de limonite. Une faune extrêmement variée se rencontre à tous les niveaux : Brachiopodes, radioles d'Oursins, Gastéropodes, Coraux isolés, Bryozoaires ; elle se trouve au sein d'une matrice soit biomicritique, soit oosparitique, renfermant de très nombreuses oncolites pouvant atteindre 2,5 à 3 cm de diamètre. Les niveaux oolitiques présentent des stratifications obliques.

– *Limite supérieure* : Celle-ci se marque par un retour graduel à une sédimentation finement détritique, de type continental (Formation de Tillouguit et Grès des Guettioua).

d. SÉDIMENTOLOGIE : D'une façon générale, la formation dans son ensemble a été déposée sous faible tranche d'eau, dans un environnement de plate-forme carbonatée. Le nombre inférieur dénote plutôt des milieux de faible énergie, le membre médian des tendances au confinement, alors que le membre supérieur atteste des niveaux d'énergie plus élevée.

e. ÉVOLUTION RÉGIONALE : La région de Bin-el-Ouidane est une zone de transition entre la plate-forme proprement dite et le fond du golfe atlasique. Vers l'Ouest (Aït-Attab, Guettioua), les niveaux calcaires s'amincissent et les intervalles entre les barres se chargent en silts et marnes brun-rouge d'occurrence continentale (Groupe de Tanant). La corrélation entre ces 2 groupes est donnée par les figures 30 et 31. Vers le Sud-Est et l'Est au contraire (Aït-M'hammed, Tillouguit), on note une subsidence accrue (plus de 1000 m de calcaires, marno-calcaires et marnes) allant de pair avec une homogénéïsation des faciès sur toute l'épaisseur de la coupe ; ces derniers restent toutefois caractéristiques de dépôts de faible profondeur, toujours voisins de l'émersion (M. Septfontaine, comm. pers.).

Au NE de la Carte Azilal, M. Monbaron (1981) constate assez fréquemment des biseaux stratigraphiques du Groupe de Bin-el-Ouidane, accompagnés de modifications de faciès, sur des zones de hauts-fonds ou de rides tectoniques, actives durant la sédimentation. Ce phénomène peut expliquer les variations rapides de faciès mentionnées plus haut. Un bon exemple d'une telle zone mobile est fourni par le Jbel El-Abbadine ; des érosions sous la Formation des Guettioua se superposent souvent à ces biseaux.

f. MORPHOLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE : Les deux grands épisodes calcaires encadrant les marnes médianes constituent des éléments essentiels du paysage du NE de la Carte Azilal. A Bin-el-Ouidane, la voûte du barrage s'appuye sur la corniche inférieure formant verrou (Bin-el-Ouidane I).

Au point de vue hydrologique, les deux unités calcaires (jm I' et jm III') constituent des aquifères intéressants ; les sources sont liées :

– pour jm I' au contact avec les séries imperméables de la Formation d'Azilal ;

– pour jm III' au contact avec le toit des marnes inférieures.

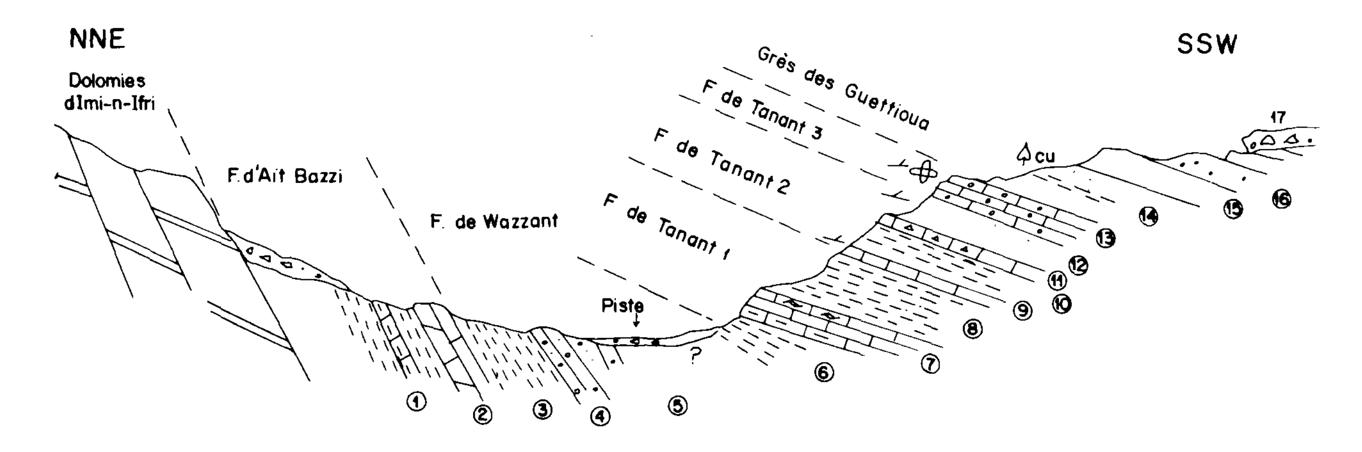


Fig. 34 : Coupe stratigraphique schématique de la bordure nord des Iouaridène (coord. base 353,3 / 127,3).

Base : Dolomies d'Imi-n-Ifri.
1. Dolomies jaunes.
2. Calcaires dolomitiques biodétritiques.
3. Marnes rouges.
4. Conglomérats rouges à dragées de quartz et grès arkosiques roses.
5. Couvert.
6. Marnes gris-vert et calcaires marneux (3-4 m).
7. Calcaires massifs gris biodétritiques (3 m).
8. Marnes rouge-vert gréseuses (15 m).
9. Calcaire ocre à dendrites (1 m).
10. Marnes.
11. Calcaire bréchique jaune.
12. Grès rouge friable (10 m).
13. Calcaires oolitiques gris à litages obliques en banc décimétriques (5-10 m).
14. Grès grossier à trace de végétaux et marnes vertes, présence de malachite.
15. Grès arkosique rosâtre.
16. Grès conglomératique rouge à éléments arrondis.
17. Placage de conglomérats quaternaires (qm ? indurés).

Les failles qui affectent ces séries calcaires sont des drains intéressants.

g. FOSSILES ET AGE : Une liste exhaustive des macrofaunes découvertes dans ces formations (notamment dans la région des Aït-M'hammed-Azilal-Aït-Attab) est publiée dans E. Roch (1939, p. 268-271). Sur cette base, l'auteur parle de « Dogger », sans plus de précision, ce qui correspond pour lui à l'Aalénien (p.p.), au Bajocien et éventuellement au Bathonien inférieur. Pour J.P. Rolley (1978), la « Barre à Rhynchonelles » de Bin-el-Ouidane et de Karia contient des *Zeillleria cuneata* Rollier, du Bajocien moyen à supérieur. M. Septfontaine (comm. pers.) va dans le même sens, en constatant la présence de Foraminifères du genre *Timidonella* vers la base, et *Valvulina* sp. et *Haurania* sp. au sommet de ce Groupe ce qui indiquerait plutôt un âge bajocien. C'est l'âge que nous retiendrons donc en restant conscient du fait que la base pourrait déjà appartenir à l'Aalénien supérieur car J.P. Rolley (1978) y signale *Ptyctothyris* cf. *stephani* (Davidson), Brachiopode, apparaissant à ce niveau stratigraphique.

h. CORRÉLATIONS LATÉRALES : Le Groupe de Bin-el-Ouidane est un équivalent latéral, de plate-forme, de la Formation plus subsidente des « Marnes et marno-calcaires d'Agoudim » (Studer, 1987) ; les faciès de la vallée de l'Assif-Melloul-Jbel Laqroun sont les jalons qui permettent d'assurer cette corrélation. Dans le Moyen Atlas, elle trouve son équivalent probable dans les premiers « Calcaires-Corniches » (Du Dresnay, 1963, 1969).

III. 18. FORMATION DES GRÈS DES GUETTIOUA (jm IV) Bathonien

a. SYNONYMES : Grès de Wansero : (von Fritsch, 1881)
Grès des Guettioua (Roch, 1933 & 1939)
Infracénomanien (Choubert, Faure-Muret & Lévêque, 1956)
Grès des Guettioua : Crétacé (Choubert & coll. 1956)
Jurassique continental : (Verdier, 1972)
Infra-Aptien : (Rolley, 1978)
Grès des Guettioua : (Jenny, Le Marrec & Monbaron, 1981)

b. HISTORIQUE : Cette unité détritique rouge qui surmonte les calcaires du Dogger dans le Haut Atlas central a fait l'objet d'un long débat concernant son âge (cf. § 7). Le terme de « Grès des Guettioùa » a été introduit par E. Roch en 1933 pour l'ensemble des couches rouges de la cuvette des Guettioua. Jenny & *al.* (1981) conservent ce terme en se restreignant aux grès rouges surmontant les calcaires bajociens et sous-jacents aux pélites rouges à empreintes de Dinosauriens (Formation des Iouaridène).

c. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE (Fig. 35 et 36)
REMARQUE : En raison du développement lenticulaire, chenalisé, de cette unité, la description d'une coupe-type n'a pas de sens, nous décrirons donc ses limites inférieure et supérieure puis les faciès caractéristiques des Grès des Guettioua.

Limite inférieure : La base de la Formation des Grès de Guettioua peut être soit un passage progressif avec les calcaires de la Formation de Tanant 3 (bordure Nord de la cuvette des Iouaridène, Guettioua, Aït-Attab Sud, Aït-Toutline bord Sud), soit marqué par une discordance progressive, les grès pouvant reposer sur tous les termes antérieurs, jusqu'aux Dolomies d'Imi-n-Ifri (Aït-Toutline bord Nord), ou encore les Grès de Guettioua sont érodés par la Formation des Iouaridène comme dans la partie SE de la cuvette éponyme (Fig. 37). Cette discordance reste toujours cartographique, progressive et syntectonique.

Limite supérieure : Les Grès des Guettioua passent verticalement progressivement à des pélites rouges bien connues dans la localité-type, les Aït-Iouaridène, pour les empreintes de pas de Dinosauriens.

Les Grès des Guettioua sont donc compris entre ces deux limites. Ils sont constitués presque uniquement par des sédiments détritiques rubéfiés, de granulométrie allant des conglomérats aux silts. La couleur rouge brique est générale (5 R 5/4 selon la Rock colour chart de la Geol. Soc. America, 1948), exception faite de chenaux conglomératiques carbonatés de couleur gris-jaune (5 Y 8/4) dans lesquels il est fréquent d'observer des débris de végétaux et des fragments d'os parfois accompagnés d'azurite et de malachite.

Sous le microscope on observe des fragments arrondis de calcaire ou de pélite de diamètre millimétrique à centimétrique cimentés par de la calcite partiellement silicifiée, les minéraux opaques et le quartz sont peu abondants.

Les grès sont feldspathiques à ciment de silico-aluminates complexes et d'oxydes ferriques libres. Outre des grains de quartz généralement roulés, on reconnaît des feldspaths (labrador et bytownite), quelques micas, des débris de roches éruptives (rhyolites) et de l'hématite. Le pourcentage du quartz et la granulométrie des grès inversement proportionnels à la quantité des minéraux : les grès grossiers contiennent 80% de quartz, cette proportion tombe à 50%

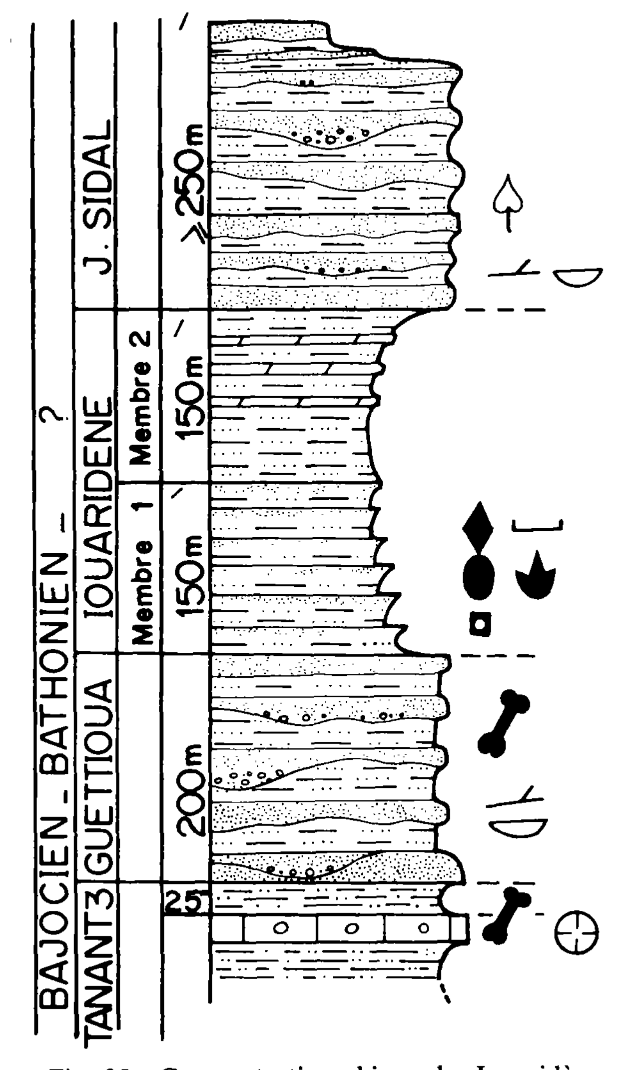


Fig. 35 : Coupe stratigraphique des Iouaridène

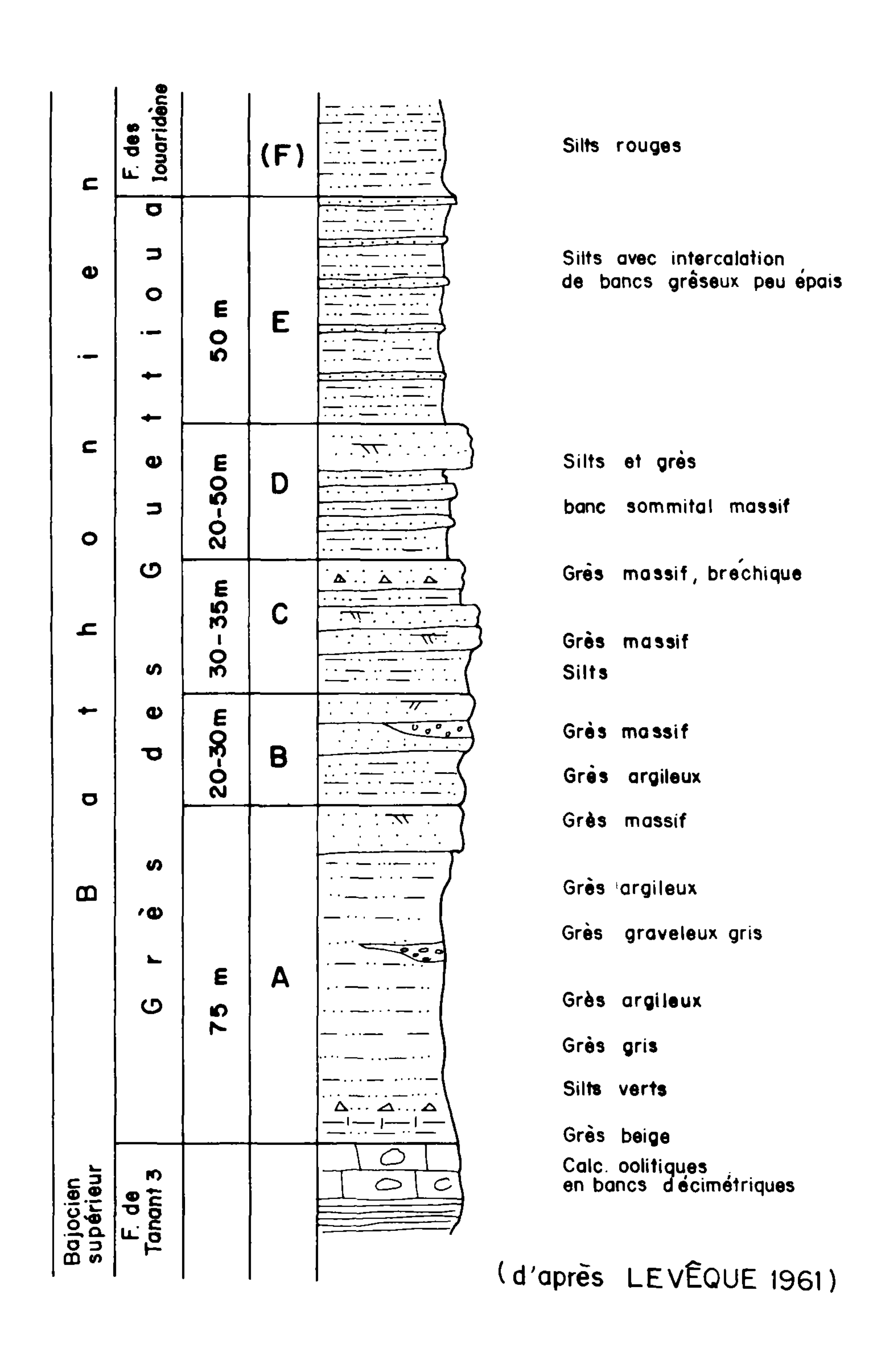


Fig. 36 : Coupe d'Aït-Chouarit (Guettioua)

pour les microgrès. Des essais de coloration ont montré que la matrice est pratiquement imperméable. (Lévêque, 1954, 1961 ; Verdier, 1970 inédit).

d. SÉDIMENTOLOGIE : La Formation des Grès des Guettioua regroupe certainement des dépôts essentiellement continentaux de type deltaïque et palustre. Les principaux indicateurs de milieu sont : les chenaux conglomératiques, les traces de gouttes de pluie, la présence d'oxydes de fer, l'absence de fossiles marins et l'existence de Vertébrés, la stratification lenticulaire avec stratifications obliques, l'abondance des végétaux (tronc).

e. ASPECTS RÉGIONAUX :

Extension : La Formation des Grès des Guettioua se suit sans variation notable de faciès jusque dans la région d'Aït-Ourir, mais à l'Ouest du méridien de Demnat il est délicat de la distinguer des unités sous-jacentes, elles aussi souvent rouges et détritiques, et en raison du non dépôt des calcaires bajociens dans ces régions. La Formation des Grès des Guettioua se retrouve dans la cuvette d'Aït-Attab sur la bordure septentrionale de l'Atlas avec une granulométrie plus fine et un ciment carbonaté de faible cohésion. Dans les Aït-Toutline, par contre, la Formation des Grès des Guettioua présente des dépôts particulièrement grossiers.

Variation de puissance (Fig. 37) : une activité tectonique se manifestait durant le dépôt des grès des Guettioua entraînant le basculement ou la flexion des bassins de sédimentation et par conséquence des discordances à la base et des biseaux stratigraphiques au sein des grès. Un importante activité magmatique lui est associée (cf. Ch. IV). La Formation des Grès des Guettioua présente donc d'importantes variations de puissance dans certaines cuvettes. Dans la cuvette-type, cette unité passe de 150 m à plus de 600 m du NE au SW, dans les Aït-Toutline de 80 à 450 m du Nord au Sud comme signalé plus haut (Iouaridène SE, J. Igoudlane sur la Carte Demnat, Le Marrec, 1985).

Horizons repères : Des coulées basaltiques, associées à des dykes et des intrusions gabbroïques (Monbaron, 1980) dans certains bassins, plus à l'Est, s'intercalent dans les Grès des Guettioua d'Aït-Attab et d'Aït-Toutline. Dans les Guettioua, seules des scories basaltiques ont été signalées (Lévêque, 1961).

f. CORRÉLATIONS LATÉRALES : Du Sud au Nord de la feuille Azilal, la Formation des Grès des Guettioua devient plus finement détritique. A l'Est d'Azilal, elle conserve encore des faciès caractéristiques jusqu'au méridien d'El-Ksiba plus à l'Est, des marnes et pélites rouges s'intercalent entre les grès, donnant ainsi un faciès versicolore (en « tranche napolitaine »). Au Sud de Midelt apparaissent des niveaux calcaires à Lamellibranches et à traces de Dinosaures le long de la piste d'Imilchil, 4,7 km après Anemzi (obs. Jenny & Jossen, inédite) (Formation d'Anemzi, Studer, 1980), ces faciès sont proches de ceux de la Formation d'El-Mers dans le Moyen Atlas avec, comme les Grès des Guettioua, localement une discordance progressive à la base et des ossements de Dinosauriens (De Lapparent, 1942). Les niveaux carbonatés y ont livré des Ammonites bathoniennes (Du Dresnay, 1963). La Formation des Grès des Guettioua est parfaitement identifiable avec ossements de Dinosauriens sur le versant Sud du Haut Atlas dans la nappe de Toundoute à Amejgag, à Tinzar (3,5 km au NNW de Toundoute) ; J.L. Lesage l'a observé avec des coulées interstratifiées, transgressant sur l'Ordovicien et surmontée par des calcaires à *Exogyra* sp.

g. FOSSILES ET AGE : L'attribution stratigraphique des Grès des Guettioua a été longuement controversée. Attribuée tout d'abord au Dogger par E. Roch (1933, 1939) en raison surtout de leur passage progressif avec les calcaires sous-jacents (Formation de Tanant 3), ils ont été ensuite placé dans le Crétacé (Infra-Cénomanien) par G. Choubert & *al.* (1956) et P. Lévêque (1961) en raison d'une prétendue discordance à sa base dans la cuvette des Iouaridène (voir Le Marrec & Jenny, 1980). J.P. Rolley (1978) lui conserve un âge crétacé, « confirmé » par quelques datations géochronologiques. Ces âges ont été, pour la plupart, fortement vieillis ultérieurement (Westphal & *al.*, 1979). J. Jenny, A. Le Marrec & M. Monbaron (1981) ont fait le point sur la question et replacé les grès des Guettioua dans le Dogger (Bathonien) en raison de la découverte de *Cetiosaurus mogrebiensis* De Lap., Dinosaure du Bathonien d'El-Mers (Monbaron & Taquet, 1981), de la révision des âges absolus des coulées et de la datation palynologique de l'unité sus-jacente, la Formation des Iouaridène, ainsi que des corrélations avec la Formation d'Anemzi et la Formation d'El-Mers.

III. 19. FORMATION DES IOUARIDÈNE (jm V) Bathonien

a. SYNONYMES : Grès des Guettioua p.p. : (tous les auteurs avant 1981)
Formation des Iouaridène : (Jenny & *al.*, 1981 a et b).

b. HISTORIQUE : Cette unité est célèbre pour les très nombreuses empreintes de pas de Dinosauriens connues dans la localité-type de l'unité, la cuvette des

Iouaridène au SW de Demnat. Jenny *& al.* (1981) ont relevé la grande extension de cette unité et décrit plusieurs gisements d'empreintes de pas. Il faut relever qu'il existe deux niveaux à traces : le premier dans la Formation de Tillouguit ou son équivalent latéral au sommet de la Formation de Tanant 3, le deuxième dans le Membre inférieur de la Formation des Iouaridène.

c. COUPE-TYPE (Fig. 35)

Situation : Elle est située dans la cuvette des Iouaridène, 12 km à l'ESE de Demnat. La meilleure coupe s'observe entre Aït-Ou-Akrim (359,3/123) où l'on a le passage Grès des Guettioua/Formation des Iouaridène et le Jbel Sidal en suivant une direction ENE.

Limite inférieure : Passage progressif avec la Formation des Grès des Guettioua. La limite peut être fixée arbitrairement au sommet des grès, elle correspond alors à une rupture de pente et une atténuation du relief bien discernable sur le terrain. Localement elle peut éroder les Grès des Guettioua et reposer sur le Jurassique inférieur (Jbel Igoudlane et Iouaridène bord Sud, Fig. 37).

Description de la coupe-type : Elle se divise en deux membres : à la base on trouve des pélites et marnes rouge-violacé à rouge-orangé, (10 R 4/4) dont les surfaces présentent souvent des polygones de dessiccation à anneaux de Liesegang verts (diamètre 5-7 cm) (« Desoxydation spheres ») et, parfois, des empreintes de pas de Dinosauriens. La partie supérieure de la formation est plus argileuse, brune, et des lits dolomitiques y apparaissent produisant un faciès versicolore en « tranche napolitaine » caractéristique.

Limite supérieure : Cette unité passe verticalement et progressivement à une unité gréseuse de couleur violacée et patine jaunâtre : La Formation du Jbel Sidal.

d. *PÉTROGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE* : Les sédiments qui supportent les empreintes montrent au microscope des rhomboèdres de calcite et de dolomie ainsi que de rares paillettes phylliteuses, la dimension de ces grains variant entre 1 et 3μ. Le plus souvent ils offrent une structure microbréchique indiquant qu'il y a eu : 1) Dépôt et lapidification d'un sédiment primitif ; 2) Remaniement donnant des fragments anguleux ne dépassant guère 1,5 mm. La couleur est due à des granules d'oxyde de fer dont l'ordre de grandeur est du 1/2μ (Termier, 1942). La Formation des Iouaridène correspond à des dépôts continentaux de type lagunaire ou sebkhaïque à émersion temporaire, les palynomorphes caractérisent un climat sub-aride.

e. ASPECTS RÉGIONAUX :

Extension : La Formation des Iouaridène se retrouve dans la cuvette des Aït-Toutline et les Guettioua. Il n'est pas possible d'y estimer sa puissance totale car seul le Membre inférieur est présent.

Un léger placage de pélites de la Formation des Iouaridène subsiste dans la partie Nord des Guettioua montrant bien ainsi la réduction de puissance des Grès des Guettioua.

Dans la cuvette d'Ouzoud, des pélites rouges à polygones de dessiccation surmontent les calcaires de Tanant. Il s'agit probablement de la Formation des Iouaridène qui aurait érodé les Grès des Guettioua. Dans ce cas il devait exister un relief important dans le secteur : était-ce une ride matérialisée par l'Accident Foum-Jem'a-Aït-Taguella ou un bombement dû aux intrusions gabbroïques particulièrement abondantes à Ouzoud ?

Les niveaux à empreintes de Dinosauriens et les « tranches napolitaines » du sommet de l'unité constituent de bons niveaux-repères.

Géomorphologiquement, la Formation des Iouaridène se marque dans la topographie par une zone déprimée, souvent cultivée, entre les deux unités gréseuses encadrantes.

f. CORRÉLATIONS LOINTAINES : La Formation des Iouaridène a été retrouvée au Jbel Igoudlane, à 45 km au SW de la localité-type, ainsi qu'à Ouaouizaght au NE (Jenny, Le Marrec & Monbaron, 1981). Des faciès très semblables affleurent au bord de la route du col du Tichka (km 46,5) et à Toundoute.

g. FOSSILES ET AGE : Les innombrables empreintes de Dinosauriens n'ont malheureusement apporté aucune précision stratigraphique. Les empreintes de type tridactyle (*Eubrontes* sp.) attribuables à des Dinosaures carnivores théropodes sont, dans la région-type, beaucoup plus fréquentes que les gigantesques empreintes ovales des Sauropodes, pour lesquelles J.M. Dutuit & A. Ouazzou (1980) ont créé l'ichno-espèce *Breviparopus taghbaloutensis.*

Au-dessus des dalles à empreintes, H. Termier (1942) le premier avait trouvé des bancs conglomératiques lenticulaires à écailles losangiques de poisson du genre *Lepidotes.* S. Wenz (comm. pers.) a découvert des os de Coelacantidés dans du matériel provenant des Iouaridène ; ce niveau à écailles de poissons a été retrouvé dans la partie orientale des Aït-Toutline.

La meilleure précision stratigraphique est fournie actuellement par les pollens trouvés dans le Membre

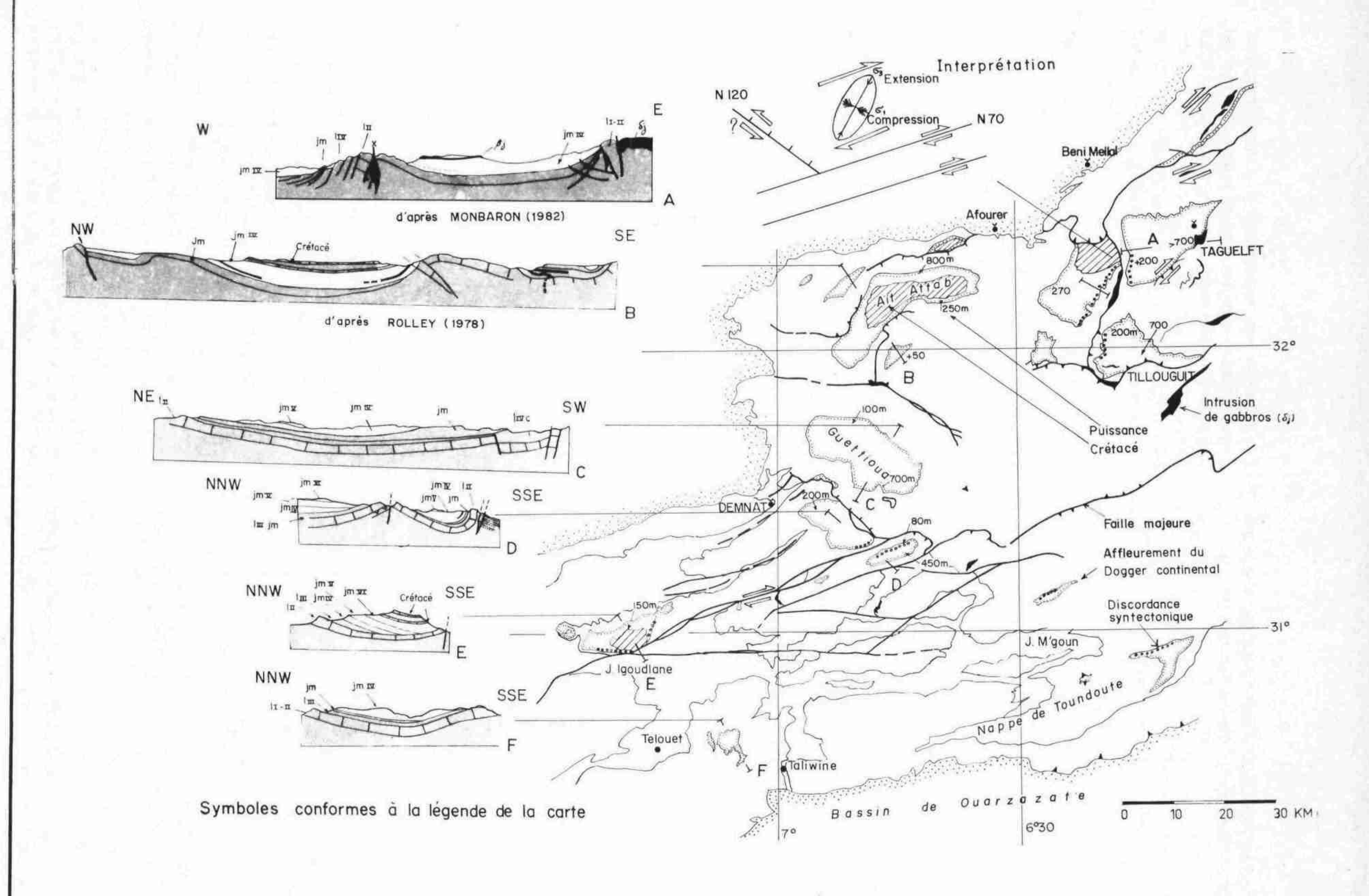


Fig. 37 : Schéma paléogéographique et paléotectonique du Haut Atlas au Bathonien

supérieur. D. Fauconnier (in litt.) a reconnu des espèces du « Jurassique moyen probable » (*Classopolis simplex* (Danzé, Corsin, Laveine) Reiser & Williams 1969, *Classopolis classoides* (Pflug) Pocock, Jansonius 1961, *Exesipollenites tumulus* Balme 1957, *Trilites equatibossus* Couper 1958, *Lycopodiacidites* cf. *cerniidites* (Ross) Nourris 1969, *Alisporites thomasii* (Couper) Pocok 1962, *Podocarpidites* sp.)

Les études palynologiques ultérieures de B. Courtinat (comm. pers.) précisent cette attribution stratigraphique : Bathonien à Callovien.

III. 20. FORMATION DU JBEL SIDAL (jm VI)

1. SYNONYMES : Grès des Guettioua p.p. : (tous les auteurs avant 1981)
Formation du J. Sidal : (Jenny & *al., 1981).*

2. HISTORIQUE : Jenny & *al.*, 1981 a et b, ont utilisé ce terme sans toutefois décrire formellement cette formation.

3. COUPE-TYPE : Elle fait suite à la section-type de la Formation des Iouaridène dans la cuvette éponyme près de Demnat, sur le flanc SW du Jbel Sidal (Fig. 35) (base : 360,2/124).

Limite inférieure : Passage progressif avec la Formation des Iouaridène.

Limite supérieure : Pas connue dans la localité-type en raison de l'érosion.

4. PÉTROGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE : La Formation du Jbel Sidal rappelle à bien des égards la Formation des Grès des Guettioua : grès et pélites, lentilles conglomératiques. De plus on y observe des traces de plantes et des lits charbonneux, ainsi que des traces d'oxydes de cuivre. Il s'agit là de dépôts continentaux de type deltaïque.

5. EXTENSION : Dans les limites de la Carte Azilal, la cuvette des Iouaridène constitue le seul affleurement de cette unité. Par contre elle est encore bien reconnaissable au Jbel Igoudlane sur la Carte Demnat (Le Marrec, 1985) où elle est surmontée par des marnes aptiennes et mesure 500 m de puissance.

Dans la topographie, cette formation se marque bien par une accentuation brutale de la pente formant des escarpements contrastant avec les reliefs mous de la Formation des Iouaridène sous-jacente.

6. AGE : Cette formation est très peu fossilifère: on y trouve guère que des empreintes de végétaux. Seule une analyse palynologique a fourni des éléments de datation : il s'agirait de la partie supérieure du Jurassique moyen ou de l'Oxfordien (Courtinat, comm. pers.).

Paléogéographie et paléotectonique du Haut Atlas central au cours du Bathonien

(Fig. 37)

A la fin du Bajocien on assiste au comblement du sillon atlasique par des dépôts terrigènes (Du Dresnay, 1979).

La sédimentation n'est pas uniforme mais se fait dans des sillons compris entre des rides, correspondant généralement à des accidents de socle (Jenny, 1983). Les sédiments recouvrent souvent ces rides de direction N 70 à N 50 avec des discordances syntectoniques (ou progressives au sens de Birot, 1937 et Riba, 1976).

Sur la bordure SW des Guettioua dans les Aït-Calah (364/131,7) on observe un pli-faille des calcaires de Tanant scellé par les grès des Guettioua.

La disposition des Grès des Guettioua dans la cuvette des Aït-Toutline (axe N 70) est parfaitement identique à celle décrite par O. Riba (1976, Fig. 12 B) dans un contexte compressif. Au contraire, les bassins à axe WNW-ESE ou E-W (ex. Guettioua) présentent une disposition en demi-graben, avec donc une distension perpendiculaire à l'allongement du bassin. Cela implique une compression NNW-SSE induisant un mouvement dextre aux accidents N 70 et une distension WSW-ENE provoquant un jeu essentiellement normal aux accidents type Demnat (N 120) ou E-W

Ce schéma est compatible avec les observations microtectoniques de E. Laville (1978) (compression N 140 + 20 au Bajocien et Bathonien). M. Studer (1980), grâce aux plis d'entraînement, tout comme M. Monbaron (1981), grâce aux fissures en extension injectées de roches intrusives bathoniennes, admettent un mouvement dextre pour les accidents de direction atlasique (N 70) au Bathonien.

Ce mode de dépôt n'est pas limité à l'Atlas de Demnat, le Bathonien présente de manière générale des discordances syntectoniques dans le Moyen Atlas (El Mers : Termier, 1936 ; Du Dresnay, 1963 ; Duée & *al.*, 1977 ; Laville ; 1977) comme dans le Haut Atlas oriental (Dubar, 1938 ; Studer, 1987 ; Bernasconi, 1983).

La différence essentielle réside dans la nature des sédiments : les grès rouges prédominent dans la région

considérée en raison de sa situation au fond du golfe atlasique proche des sources de détritisme et loin des influences marines.

III. 21. JURASSIQUE SUPÉRIEUR ET CRÉTACÉ

La mer semble s'être retirée du golfe atlasique à la fin du Dogger. Il faut aller loin vers l'Est, dans le Pays des Horsts et l'Atlas saharien, pour trouver des dépôts marins du Jurassique supérieur.

Nous avons vu que les terrains détritiques rouges, attribués au Crétacé, doivent être placés dans le Jurassique moyen. De ce fait il ne subsiste aucun affleurement attribuable au Crétacé sur la carte géologique Azilal. Ceux-ci sont pourtant bien représentés sur toutes les feuilles adjacentes, parfois à proximité comme aux Aït-Attab où l'on peut observer une coupe allant de l'Aptien (daté par des Ammonites) au Turonien.

L'absence de terrains crétacés sur la feuille Azilal peut s'expliquer soit par leur érosion, soit par le fait qu'ils ne s'y seraient pas déposés. La première explication est peut-être plus vraisemblable en raison des lambeaux de Crétacé marin que l'on trouve ça et là au cœur de la chaîne sur les cartes géologiques voisines.

III. 22. CÉNOZOIQUE

PALÉOGÈNE : Aucun dépôt paléogène n'affleure, et même n'a probablement jamais existé sur la superficie de la feuille d'Azilal.

NÉOGÈNE : Au débouché de l'Oued Lakhdar dans le Haouz, les roches mésozoïques sont recouvertes en discordance par des dépôts détritiques parfois conglomératiques attribués par les auteurs au Mio-Pliocène et au Plio-Villafranchien. Ces termes traduisent bien le problème de leur datation. Leur faible répartition géographique n'a pas encouragé l'auteur à étudier spécialement cette question. Contrairement à l'usage adopté ici, ces formations seront décrites sous leur désignation chronologique habituelle. Pour plus de détails on se rapportera aux travaux de J. Dresch (1941) et de G. Couvreur (1977).

MIO-PLIOCÈNE (MP)

1. SYNONYMES : Oligo-Miocène : (Roch, 1939 ; Dresch, 1941, 1949)
Pontien : (Choubert, 1945 ; Verdier, 1970 inédit)
Mio-Pliocène : (Gauthier, 1957-1960 ; Huvelin, 1973 ; Couvreur, 1977 ; Rolley, 1978)
Pontico-Pliocène : (Choubert & coll., 1959 ; Lévêque, 1961 inédit).

2. DESCRIPTION : Sous le terme « Mio-Pliocène », nous avons cartographié des marnes rose saumon parfois gréseuses entrecoupées de niveaux conglomératiques (ciment gréseux, éléments de taille type galets) et des bancs de calcaires lacustres jaunâtres.

Les auteurs y voient des dépôts d'origine lacustre (Bourcart & Roch, 1942 ; Couvreur, 1977).

Cette formation est discordante sur les sédiments jurassiques dans la région d'Aït-Majdane. Elle y est surmontée en discordance également par des conglomérats grossiers bien cimentés attribués généralement au Plio-Villafranchien.

III. 23. QUATERNAIRE (par Gérard Couvreur)

PLIO-VILLAFRANCHIEN CONTINENTAL (pvc) (Couvreur, 1981)

1. *Synonymes* : « Pliocène » : (Roch, 1939 ; Dresch, 1935 ; Lévêque, 1961)
Villafranchien ancien : (Rolley, 1978).

2. *Description* : On y range deux types de formations :

a. *Des conglomérats fluviatiles* grossiers généralement très consolidés qui forment :
– des épandages autour des sources de la Tessaout,
– la plus haute terrasse des oueds, par exemple au confluent de l'Assif Ghougoult et de l'Assif Mellal, plus en aval au confluent de ce dernier avec l'Assif Abachkou et surtout le haut balcon qui ourle le Jbel Tadaghast au-dessus de l'Assif N'Aït-Bou-Oulli en haute montagne. On retrouve aussi cette haute terrasse en moyenne montagne vers le confluent de l'Assif Taïnit avec le Lakhdar. Le long de ce dernier, en aval, sur la Carte Demnat, cette formation est déformée dans la cluse de Sidi-Driss.

b. *Des tabliers de versant* très consolidés sur les pentes des plus hauts reliefs (par exemple au SE du village de Ghougoult sur la flanc Nord du J. Tarkeddid).

Les éléments du conglomérat, très hétérométriques, atteignent couramment plusieurs décimètres de plus grande longueur et, même sur les versants, présentent un certain émoussé. Ils sont, jusque dans la coupe des terrasses, en désordre dans un ciment calcaire ocre. D'après l'étude d'une lame mince de ce ciment (prélèvement sur le versant Nord du Jbel Rat, en amont de Tirsal) la consolidation qui intéresse la totalité de

la formation est synsédimentaire (Couvreur & Vogt, 1977).

En moyenne montagne, une épaisse altération rouge indique en fin de période une variation du climat vers le chaud et l'humide. La montmorillonite domine au-dessus du confluent Assif Ghougoult, Assif Mallal (alors qu'en profondeur illite et chlorite l'emportent largement dans la même formation), les galets sont « digérés », sauf les quartz.

C'est pendant cette période que l'enfoncement du réseau hydrographique s'affirme et que se produisent les derniers changements de direction : des conglomérats fluviatiles demeurés au Tizi N'Oualdoun (2851 m) attestent que l'Assif Mallal coupait encore, au début de cette période du moins, l'extrémité Nord-Est du Rat en direction du bassin d'Abachkou alors qu'aujourd'hui, il coule plus au Sud, au fond de la combe entre Jbel Rat et Jbel Tignousti (2200 m).

3. *Age* : La datation relative proposée est large. Ce matériel n'a fourni à ce jour aucun fossile. On peut seulement noter qu'il ravine le Mio-Pliocène, dont on ne sait d'ailleurs jusqu'où il s'étend dans le Pliocène ; il n'épouse pas non plus les déformations de ce Mio-Pliocène (cf. vers le confluent Lakhdar-Taïnit, au voisinage du Taïnit et surtout, sur la carte voisine Demnat, dans la cluse de Sidi-Driss (Huvelin, 1973). Il s'est donc déposé après une période d'accentuation des plis, elle-même postérieure au dépôt du Mio-Pliocène. Par ailleurs, les dépôts moulouyens entaillent à leur tour le pvc ; ils sont rapportés, sans certitude, à la fin du Villafranchien.

QUATERNAIRE ANCIEN (qa)

Ce Quaternaire ancien regroupe des dépôts d'âges différents mais seuls les plus anciens (Moulouyen) sont assez largement représentés par le plus haut niveau de glacis et des tabliers de versant très étendus (bassin de Tirsal par ex.), fortement consolidés les uns et les autres. En haute montagne, cette formation porte clairement la marque de l'action du gel. Les tabliers de versant sont formés de lits de gélifracts anguleux, homométriques par lit généralement de quelques centimètres de plus grande longueur avec des passées fines et des poches de blocs éboulés, surtout abondantes aux plus hautes altitudes.

L'ensemble est mieux consolidé pour les lits formés des plus petits gélifracts (grèzes). Les restes d'une pédogenèse rubéfiante sont visibles vers le sommet de la formation tant à l'œil nu qu'au microscope. La croûte qui scelle la formation jusque vers 2500 m d'altitude est un dépôt sédimentaire formé à l'air libre, lors de l'assèchement du climat à la fin de la mise en place des tabliers, d'après l'examen des lames minces.

A basse altitude, la coupe est différente :

– parce que le matériel clastique est hétérométrique, tout en demeurant de taille assez modeste,

– parce que la partie supérieure est constituée par un tuf crayeux ou blanchâtre de plus en plus consolidé vers le sommet où il passe à une dalle de croûte terminée par une pellicule zonaire (bassin de Tanant).

Ces formations correspondent au premier pluvial quaternaire postérieur au Plio-Villafranchien.

Les autres périodes du Quaternaire ancien sont peu représentées sur la carte. Signalons l'éboulement géant qui a barré l'Assif Bou-Guemez (haut Lakhdar) en amont du confluent de l'Assif Bou-Oulli et le comblement de la cuvette crée. L'ensemble est postérieur au Moulouyen et antérieur au Quaternaire moyen qui ravine le remblaiement (un peu en dehors des limites de la carte).

Ailleurs, ne subsistent dans la même position que des lambeaux de terrasses, de glacis ou des tabliers de versant, que l'échelle de la carte ne permet pas en général d'individualiser.

QUATERNAIRE MOYEN (qm)

C'est la dernière terrasse, constituée de matériel grossier et, comme les tabliers de versant contemporains, consolidée.

Les uns et les autres ont une extension latérale modeste et sont souvent en chenaux dans les formations anciennes (tabliers du N du Tarkeddid et du Rat). Au-dessus de 1800-2000 m, ces tabliers sont constitués de gélifracts. A plus basse altitude (route des cascades d'Ouzoud à l'E d'Abaynou), on observe un matériel grossier et hétérométrique plus ou moins emballé dans une matrice limoneuse et consolidé par une croûte. De tels versants doivent être très fréquents sous les forêts. Celui cité ci-dessus et cartographié, n'est visible que grâce à l'entaille de l'une des très rares routes.

Cette formation est connue dans l'ensemble du Maroc sous le nom de Tensiftien

QUATERNAIRE RÉCENT (qr)

Il s'agit de dépôts non consolidés, rapportés au dernier pluvial *(Soltanien)* et à un épisode humide plus tardif *(Rharbien)*. Ce sont pour l'essentiel, les basses terrasses caractérisées souvent par un matériel fin mais qui peuvent être très grossières en haute montagne. Ce Quaternaire récent est omniprésent. Les sols de la forêt

de moyenne montagne se sont souvent développés sur le Soltanien mais il n'a été représenté que lorsque son épaisseur le justifiait, ce qui est rare. En haute montagne par contre, ce Soltanien, caractérisé par des grèzes non consolidées dans un limon plus ou moins rubéfié, est épais. Mais la dynamique actuelle liée au froid et à la neige est active et les tabliers anciens sont recouverts ou ravinés par des tabliers actuels qui en remanient les éléments (versant Nord du Rat par ex.).

QUATERNAIRE INDÉTERMINÉ (q)

Le Quaternaire indéterminé correspond soit à des dépôts non attribués faute de coupes déterminantes, soit à des formations qui n'ont pas fait l'objet d'observations systématiques (tabliers de versant du bord Sud du synclinal des Aït-Toutline-Jbel Azegza, Jbel Alimane par ex.).

TRAVERTINS (ou tufs calcaires) (T)

De nombreuses masses de travertins quaternaires sont représentés sur la carte géologique Azilal. Ils sont très généralement en relation avec des sources ou des cascades et à proximité des calcaires du Lias avec lesquels ils peuvent être confondus de loin. En effet, certains massifs sont de dimension kilométrique, de couleur grise, et peuvent constituer des petites parois. Le massif de travertin le plus connu est, sans conteste, celui qui constitue le pont naturel d'Imi-n-Ifri, site touristique fréquenté situé à proximité de Demnat. J. Thompson (1899, *in* Roch, 1939) pense que l'érosion dans les Dolomies d'Imi-n-Ifri a été moins rapide que le dépôt des sources incrustantes qui continuent à s'accroître en formant une voûte sur laquelle passent les pistes d'Aït-Tamlil et des Iouaridène.

Si l'âge d'une masse de travertins était possible à estimer, la couleur correspondante a été placée sur le figuré.

Récapitulation des mouvements paléotectoniques mésozoïques (Fig. 43)

PERMO-TRIAS

Les importantes variations de puissance des sédiments de cette période, les discordances séparant certaines unités, attestent de l'existence de mouvements contemporains de la sédimentation. Ceux-ci n'ont toutefois pas été étudiés en détail lors des levés de la carte. On peut néanmoins signaler que P. Biron (1982) interprète plus à l'Ouest des structures en graben dans un régime décrochant sénestre pour des failles de direction « atlasique » (N 70).

A la fin du Trias, la répartition des siltstones de Tafilalt, l'extension et régularité des coulées de Basaltes des Aït-Aadel indique l'existence d'une surface plane devant traduire un certain calme tectonique.

LIAS

La distension (NW-SE) de la fin du Trias qui explique les éruptions fissurales et les dykes du Sud marocain est contemporaine des premières phases d'ouverture de l'Atlantique (Dewey *& al.*, 1973 ; Kanes *& al.*, 1973). Cette distension perpendiculaire au bassin se poursuit et permet dès le Lias inférieur, la création d'un « proto-rift » atlasique (Du Dresnay, 1975). La carte paléogéographique (Fig. 21) montre bien que la relation des faciès avec la tectonique n'est pas encore étroite au Lias inférieur, bien que le biseau stratigraphique des Dolomies d'Imi-n-Ifri à Igli prouve l'existence de rides N 70 dès le Sinémurien. La discordance cartographique des couches rouges de la base du Lias moyen résulte de mouvements entre le Lias inférieur et moyen conduisant à l'approfondissement de la fosse atlasique plus à l'Est (Du Dresnay, 1979).

– *Au Lias moyen*, le contrôle tectonique de la sédimentation est très net (Fig. 26). L'accident de Demnat sépare des terres émergées au Sud d'un estran subsident au Nord. Les pulsations tectoniques doivent entraîner des glissements de boue formant slumps et mégabrèches. Les biohermes à grands Lamellibranches s'ordonnent souvent comme l'avait déjà noté R. Du Dresnay (1975), le long des accidents majeurs (Accident de Zawyat-Ahançal, par exemple).

Le régime de contrainte régnant durant cet étage aurait été encore en distension [(Mattauer *& al.*, 1977 (NW-SE) ; Laville, 1978 (N-S)]créant des demi-grabens limités par les accidents tardi-hercyniens réactivés.

– *Au Lias supérieur* : avec le début d'un épisode détritique important, des témoins évidents de mouvements apparaissent sur la Carte Azilal : biseau de la Formation de Wazzant contre l' « anticlinal » d'Aït-Khlouf, bassin en déchirement de Wazzant avec des discordances angulaires à sa périphérie (Fig. 27 et 28), discordance du Jbel Tafenfent, biseau de la Formation de Wazzant dans la partie orientale des Aït-Toutline, ennoyage du paléorelief du Jbel Mesgouane.

Pour E. Laville (1981), une distension N-S à NNE-SSW dominait au Toarcien dans les grabens de

l'Atlas d'Afourer, la compression maximale (σ 1) étant généralement verticale ou localisée sur les hauts-fonds de calcaires liasiques alors que dans l'Atlas de Midelt, M. Studer et R. Du Dresnay (1980) y voient localement un régime compressif démontré par des failles inverses.

Cette phase dont la nature reste à préciser affecte tout le domaine atlasique où elle marque la fin de la sédimentation carbonatée et l'arrivée du détritisme dont l'épaisseur est parfois considérable, 3000 m plus à l'Est (Du Dresnay, 1979).

PHASE MÉDIO-JURASSIQUE

Les effets de cette phase tectonique sont les plus spectaculaires des mouvements mésozoïques. Dès 1938, G. Dubar avait remarqué la formation de rides à l'Aalénien et au Bajocien dans l'Atlas de Midelt. La description du synclinal d'El-Mers par H. Termier (1936) puis R. Du Dresnay (1963) prolongeait ces mouvements dans le Bathonien.

Le levé des cartes géologiques de l'Atlas de Demnat à Béni-Mellal a permis de bien observer les résultats de la phase médio-jurassique (Jenny & *al.*, 1981).

Celle-ci accentue les « rides » liasiques, formées à l'aplomb des anciennes fractures du socle, ainsi qu'en témoignent les discordances *progressives en compression* des couches rouges du Bathonien contre ces rides.

Au contraire, les failles E-W ou NW-SE limitent des demi-grabens en distension. Ceci a été expliqué plus haut (III. 19) par une compression NW-SE, induisant un jeu dextre aux accidents ENE-WSW. A cette phase est associée la mise en place d'intrusions de gabbros (cf. Ch. IV). Dans un contexte plus général le Dogger correspond à une importante accélération du taux d'expansion de l'Atlantique (Barron & *al.*, 1981). Des mouvements contemporains sont répandus [Alaska, Donetz, Algérie (Elmi, 1977 ; Augier, 1967)].

L'existence d'une *phase tectonique importante entre le Jurassique supérieur et le Crétacé,* très souvent invoquée (Choubert & Faure-Muret, 1962 ; Michard, 1976 ; Studer, 1980 ;Mattauer *& al.*, 1977) *a été niée* par J. Jenny & *al.*, (1981) qui, en datant les couches rouges du Bathonien, plaçaient de ce fait les déformations de la base de ces couches dans le Jurassique moyen. R. du Dresnay (1956) n'observe qu'une *discordance très légére* entre les sédiments rouges du Crétacé et les grès rouges du Bathonien dans le Haut Atlas oriental et E. Laville (1978) ne mesure « dans l'Eocrétacé (= Bathonien) et le Crétacé qu'une seule direction de raccourcissement (...) subméridienne ». On peut conclure qu'il n'y a qu'une phase médio-jurassique avec plissements, décrochements et magmatisme.

Après ces phases, dites « embryonnaires », déjà bien observées par J. Barthoux (1924) et surtout R. Du Dresnay (1962, 1963, 1975 ; & *al.*, 1962), on entre dans l'orogenèse atlasique dont il sera question plus loin (cf. Ch. V).

IV. - ROCHES MAGMATIQUES

Sur la feuille Azilal on observe des roches magmatiques sous forme de plutons ou lopolites, dykes, sills et coulées pouvant se rattacher à deux épisodes magmatiques, l'un datant de la fin du Trias, l'autre du Jurassique moyen. Cette distinction, que plusieurs auteurs récents n'ont pas su faire, aurait été observée dès 1952 par E. Jérémine.

IV.a. MAGMATISME DU TRIAS SUPÉRIEUR

Les coulées du Trias supérieur ont été décrites précédemment comme « Formation des Basaltes des Aït-Aadel » (cf. Ch. III. 7). On rattache hypothétiquement à ce magmatisme les dykes post-hercyniens qui traversent les terrains paléozoïques dans la haute vallée du Ghasf (362/106,4). L'attribution de ces dykes au magmatisme triasique terminal est proposée par analogie avec les grands dykes post-hercyniens du Sud marocain (Hollard, 1973 ; Hailwood & Mitchell, 1971). Ces dykes pourraient constituer l'origine du matériel éruptif qui s'épancha en coulées à la fin du Trias.

PÉTROGRAPHIE

Le dyke de *Taghzout* (362/106,4) est une roche basique de la famille des gabbros/diorites à structure pilotaxique. Elle contient en abondance des microlites de feldspaths orientés au hasard, avec macle de Carlsbad. Il y a peu de verre, sinon altéré, des pyroxènes également altérés en calcite/chlorite avec préservation des contours initiaux. Comme minéraux accessoires il faut noter des phénocristaux arrondis de sphène (3 à 4%), les opaques (magnétite) saupoudrent la mésostase et soulignent les contours des pyroxènes, et enfin il y a un peu d'apatite.

IV.b. MAGMATISME DU JURASSIQUE MOYEN

GÉNÉRALITÉS : Les gabbros du Haut Atlas sont bien connus (Jérémine, 1952 ; Caïa, 1968 ; Chèvremont, 1975) ; pourtant ce n'est que récemment qu'ils ont été rapprochés des coulées interstratifiées dans les Grès des Guettioua et donc attribués au Bathonien (Monbaron, 1980 ; Jenny & *al.*, 1981) au lieu du Crétacé inférieur. M. Monbaron (1980) a bien observé la relation spatiale entre une intrusion de gabbros, les dykes radiaires et les coulées démontrant ainsi qu'il s'agissait d'une même phase magmatique. N'observant des coulées que dans les Guettioua, d'âge bathonien, nous réfutons absolument l'idée d'une phase magmatique continue du Trias supérieur au Crétacé inférieur (Westphal & *al.*, 1979 ; Laville & Harmand, 1982), idée basée essentiellement sur des datations isotopiques dont plusieurs erreurs ont déjà été relevées (cf. Jenny & *al.*, 1981).

GABBROS : Sur la Carte Azilal, les masses de gabbros s'observent soit où elles se sont mises en place, soit remobilisées par la tectonique atlasique.

Des gabbros « in situ » affleurent bien dans les Aït-Bou-Oulli, sur le flanc occidental du Jbel Rat (Fig. 38) et au Jbel Til. La piste du Souk des Aït-Oulli traverse, peu avant Iguelouane (388,2/114,5), des gabbros bien cristallisés plus ou moins leucocrates. Il apparaît nettement dans cette localité qu'il s'agit d'une masse lenticulaire (lopolite) placée à l'interface Formation de Tafilalt/Basaltes des Aït-Aadel. Cette situation est strictement semblable sur les flancs du Jbel Rat, au Jbel Til et dans le Haut Assif-n-Tighli (350/111,5). Il faut admettre que les roches intrusives ont trouvé là leur niveau d'équilibre, ou un horizon favorable pour s'immiscer sous les basaltes du Trias terminal surmontés par la masse des calcaires liasiques. Le contact des gabbros avec les siltstones rouges de la Formation de Tafilalt est généralement souligné par une zone décolorée blanche pouvant atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur. Cette décoloration est interprétée comme une zone d'échange chimique plutôt que comme une zone métamorphique. Une diffraction de rayons X effectuée à l'Université de Neuchâtel (Suisse) a révélé la présence de talc à Iguelouane. Il faut relever l'analogie avec les terres blanches à talc au contact des ophites dans les Pyrénées en France.

Les intrusions gabbroïques qui se sont mises en place, profitant des accidents tectoniques, ont souvent été dilacérées par le rejeu en décrochement lors des phases atlasiques. Dans ce cas, les gabbros sont souvent mêlés aux basaltes triasiques ce qui explique les confusions fréquemment faites entre ces roches (Roch, 1939 ; Lévêque, 1961 ; Bertrand & Prioton, 1975). Cette disposition est celle de la masse gabbroïque d'Aït-Taguella (369/151) ou de Foum-J'ma par exemple.

Pétrographie : Mlle O. Belhaj de la Direction de la Géologie (Rabat) a étudié une dizaine d'échantillons provenant des Aït-Bou-Oulli.

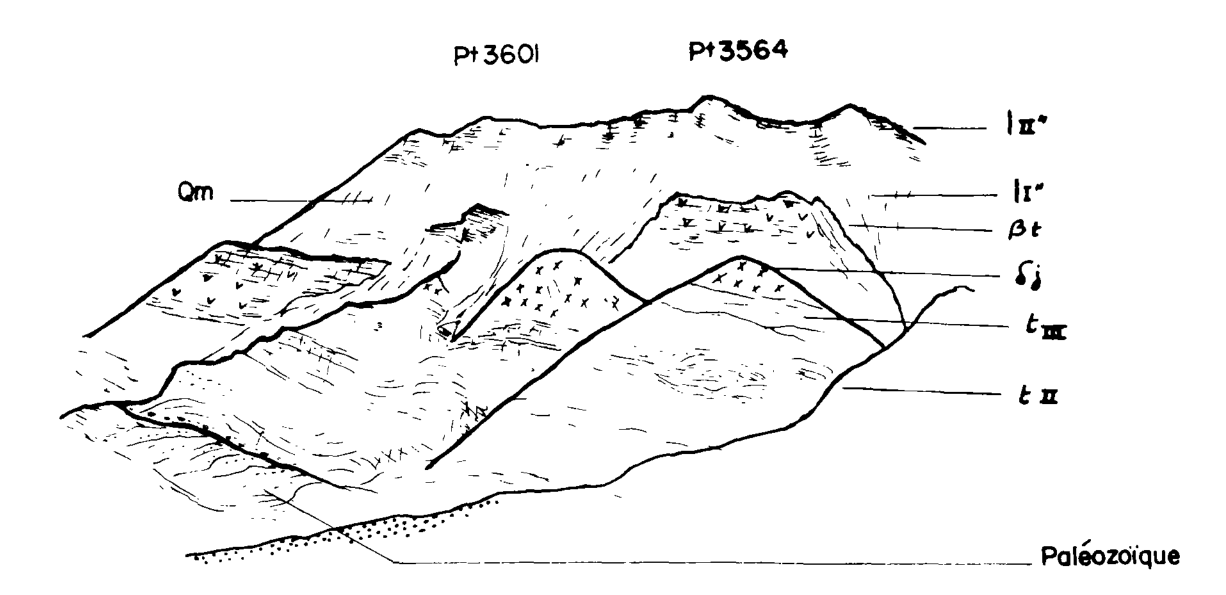


Fig. 38 : Panorama géologique du versant SW du Jbel Rat

« La composition minéralogique des roches de ce groupe est la suivante :

1. Les minéraux primaires sont des plagioclases, allant de l'albite au labrador ; un pyroxène monoclinique (augite) et de la biotite.

2. Les minéraux secondaires résultant de l'altération des minéraux principaux, sont nombreux : chlorite, épidote, calcite, ouralite, quartz, séricite, magnétite, pyrite et chalcopyrite.

3. Des minéraux accessoires tels que l'apatite, ilménite, titanomagnétite et magnétite, apparaissent.

I. – *Minéraux principaux*

1. Les plagioclases basiques sont sous forme de cristaux subautomorphes maclés : albite polysynthétique ou péricline et plus ou moins fissurés. Le pourcentage moyen d'anorthite dans les cristaux primaires est 32-46 pour l'andésine et 58% pour le labrador tandis que les plagioclases sous forme d'albite (0-4% An) et d'oligoclase (11-17% An) ne sont développés que par autométasomatose aux dépens des felsdpaths calco-alcalins plus riches en anorthite, c'est-à-dire qu'ils sont le résultat d'une transformation chimique de plagioclases primaires sans changement de structure (héritage des macles et caractères optiques).

L'ensemble des plagioclases a subi différents types d'altération qu'on peut classer comme suit :

– saussuritisation et spilitisation (albitisation) qui ont lieu sous l'action des solutions hydrothermales riches en vapeur d'eau chargée de corps dissous ou sous l'action d'un léger métamorphisme.

Plagioclase ⟶ séricite + (chlorite, quartz, calcite).

2. Pyroxène monoclinique, augite, sous forme de cristaux automorphes avec sections diversement orientés en particulier les sections transversales (clivages suborthogonaux) et sections de la zone (hkO) (1 seul plan de clivage).

C'est un minéral très sensible qui a subi une forte ouralitisation c'est-à-dire que les cristaux d'augite ont été remplacés par de l'ouralite qui est un mélange d'hornblende verte et d'actinote. Une telle altération a lieu sous l'action des solutions hydrothermales. A un stade plus poussé d'altération on note la formation de chlorite.

Augite ⟶ Ouralite ⟶ *Chlorite, magnétite (calcite).*

Ces modes d'altération sont très généraux, exception faite d'un échantillon dans lequel l'augite a été chloritisée et carbonatisée. Cette altération a lieu sous l'effet d'action des agents atmosphériques plus particulièrement eau et acide carbonique.

3. La biotite tardive plus ou moins altérée sous conditions hydrothermales de basse température est remplacée par de la chlorite à teinte de polarisation anormale bleu-violacée. C'est une chlorite appartenant au groupe pénine-clinochlore.

II. – *Minéraux secondaires*

1. La chlorite sous forme de gerbes de fibres rayonnantes ou de sections allongées est dispersée dans l'ensemble des roches. C'est un minéral résultant de l'altération des silicates ferro-magnésiens (mica, pyroxène).

2. La calcite de forme rhomboédrique à quadrillage losangique et clivage net est un produit d'altération des plagioclases et de remplacement d'augite.

3. Du quartz de forme xénomorphe permet le remplissage des interstices. Il constitue l'excès de silice résultant des phénomènes de saussuritisation, d'albitisation et d'ouralitisation.

4. Pyrite et chalcopyrite (traces).

III. – *Minéraux accessoires*

– L'apatite, phosphate de calcium, se présente sous forme de cristaux prismatiques en sections hexagonales ou rectangulaires, elle est surtout inclue dans les micas.

– L'ilménite, fer titané, sous forme de cristaux automorphes tabulaires parfois à structure squelettique et même sous forme d'exsolutions lamellaires dans la magnétite (titano-magnétite) ; c'est un minéral commun à toutes les roches étudiées et abondant.

– La magnétite est soit primaire (cristaux automorphes) soit minéral d'altération des pyroxènes et des micas (granules disposés le long des plans de clivage, dans les fissures ou formant des auréoles).

Conclusion

Ce sont des roches éruptives de couleur gris verdâtre, à texture grenue, microgrenue, à structure grenue et ophitique (structure ophitique caractéristique des dolérites, synonyme de diabase et qu'on appelle également microgabbros) et ayant pratiquement la même composition minéralogique. Selon leur structure, ces roches sont soit de moyenne ou faible profondeur et on peut les classer dans la catégorie des roches subvolcaniques. Et en se référant à leur composition minéralogique originelle, on peut dire qu'il s'agit de roches basiques appartenant à la famille des « gabbros » et plus précisément « gabbros à biotite », qui ont subi différents types d'altération sous l'action des solutions hydrothermales, des agents atmosphériques ou même sous l'influence d'un léger métamorphisme ».

DYKE, SILLS ET COULÉES

A l'épisode magmatique médio-jurassique se rattachent sans aucun doute les coulées basaltiques interstratifiées dans les Grès des Guettioua, d'âge, rappelons-le, bathonien. Ces coulées ont été observées dans les Aït-Attab, à la limite de la Carte Azilal et les Aït-Toutline (375/119,8).

Un long sill sépare la Formation d'Aït-Ras des dolomies d'Imi-n-Ifri au Souk Khemis-n-Aït Majdene (349/139) près de la route principale S 508.

Un bel exemple de dyke, facilement observable, traverse le synclinal d'Ouzoud ; la route menant aux cascades d'Ouzoud le recoupe à plusieurs reprises. Immédiatement au Nord de la limite septentrionale de la coupure Azilal, ce dyke rejoint une importante masse de gabbros (Rolley, 1978).

V. – TECTONIQUE ATLASIQUE

Va – HISTORIQUE

E. Roch (1939), dans son importante monographie, ne s'est guère penché sur les problèmes tectoniques. Toutefois, il signale l'existence d'un accident majeur, jalonné de « diapirs de roches basaltiques » qu'il dénomme « Accident Nord-atlasien ». Celui-ci correspond en partie à la zone de décrochement du Tizi-n-Test évoquée plus bas. Les recherches de P. Lévêque (1961) n'apportent guère plus d'enseignements sur ce point.

Un apport majeur à la connaissance de la tectonique atlasique, malheureusement resté inédit, est le rapport des géologues pétroliers Blant, Duffaud et Amar (1966)*. Ces géologues ont, les premiers, découvert la « fenêtre d'Amsker », affleurement de Crétacé, sous les carbonates liasiques, à plus de dix kilomètres en arrière du front de la nappe de Toundoute, et ils ont parfaitement interprété sa signification. Ces observations ont été complétées par les travaux de E. Laville et J.L. Lesage (*in* Laville, 1975-1980).

J. Verdier (1972), outre le jeu synsédimentaire jurassique de l'accident de Demnat, découvre son jeu dextre tertiaire. Le mouvement senestre des accidents de l'Assif-n-Tighli et du Jbel Amersiaz est établi plus récemment par J. Jenny (1983) qui signale en outre qu'ils constituent le prolongement oriental de la zone de décrochement du Tizi-n-Test (= ZDTT).

Vb – INTRODUCTION, GÉNÉRALITÉS

– La superficie de la Carte Azilal constitue la zone charnière où se termine les affleurements de roches paléozoïques et débute le Haut Atlas calcaire. C'est donc une région-clef pour analyser les déformations et relations socle/couverture.

Par socle on entend les terrains hercyniens avec le tégument gréseux permo-triasique qui leur est toujours solidaire. Les Basaltes des Aït-Aadel, intercalés entre deux couches d'argilites rouges parfois gypseuses, séparent le socle de la couverture mésozoïque. Il faut relever ici que si elle atteint 8000 m de puissance 150 km plus à l'Est (Studer, 1980 ; Bernasconi, 1983) sur la Carte Azilal la couverture mésozoïque dépasse rarement 1000 m ; elle atteint exceptionnellement 2000 m dans la partie Sud des Guettioua. Structuralement, trois secteurs apparaissent : au Nord-Est de l'accident de Foum-Jem'a/Aït-Taguella débute l'Atlas de Béni-Mellal(1) (Fig. 39).

Au Sud de cet accident s'étend le bloc des Guettioua(2) séparé par l'accident de Demnat et la zone de décrochement du Tizi-n-Test (= ZDTT) du secteur des lanières de socle de l'Atlas de Demnat(3).

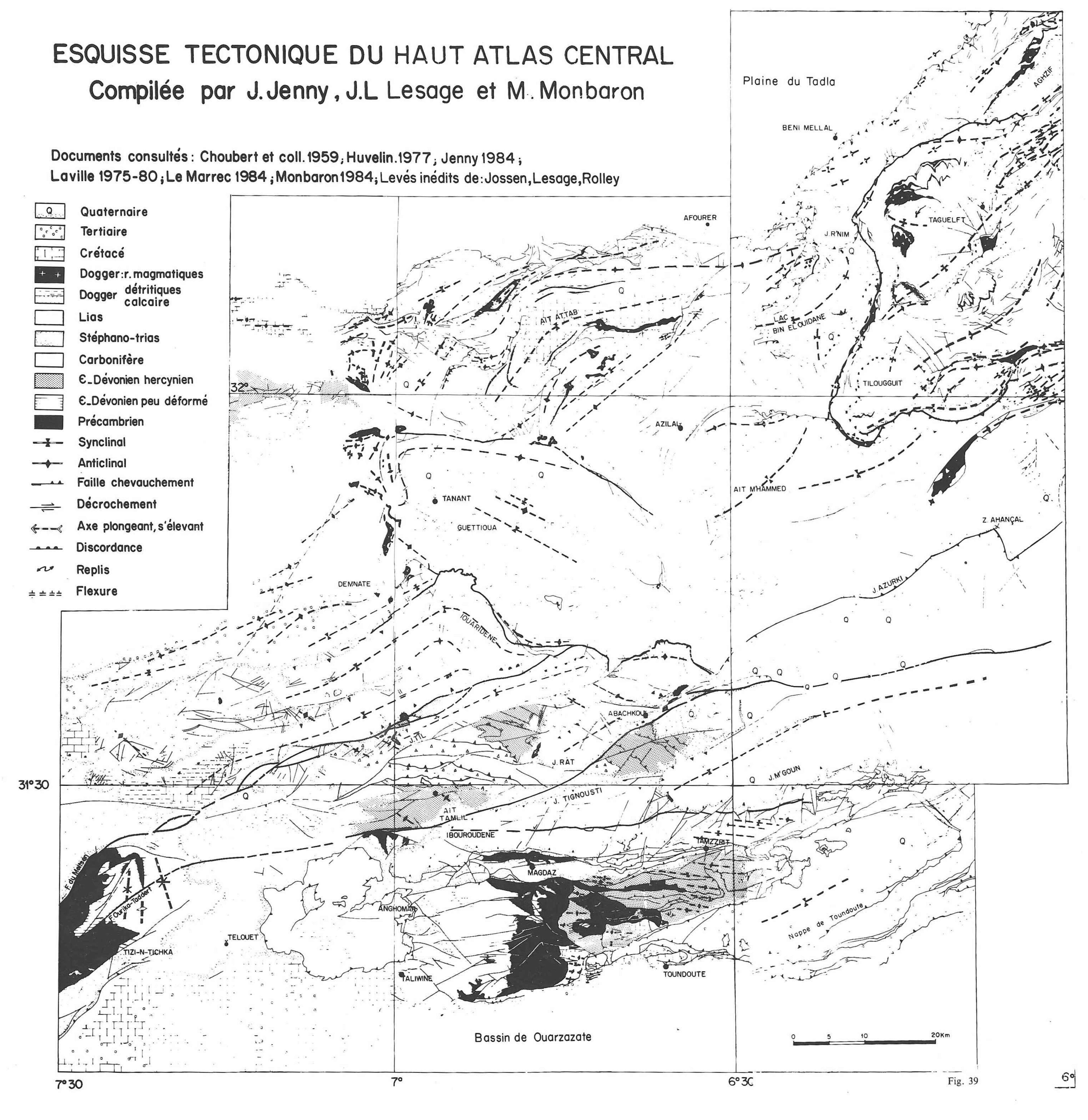
Vc – DÉCOLLEMENT DE LA COUVERTURE

Avant d'analyser les effets de l'orogenèse atlasique, il faut préciser que dans la région considérée, la couverture est décollée au niveau des argiles encadrant les basaltes fini-triasiques et ceci sur toute la transversale de la chaîne.

Le décollement de la couverture explique la disparition des Basaltes des Aït-Aadel tout comme leur répétition. Ce décollement, décrit sur le versant Sud du Haut Atlas central par E. Laville *& al.* (1977), n'était pas reconnu dans l'Atlas de Demnat. Ce phénomène est clairement visible en quelques localités où l'on peut observer convenablement les grès du Trias et les calcaires liasiques. Les Basaltes des Aït-Aadel du versant Nord du Jbel Tarkeddid sont interrompus à l'aplomb du pt 3527. Au col de Rouguelt (385,5/100/2860), les calcaires de la F. des Aït-Bou-Oulli (Lias inférieur) reposent directement sur les siltstones du Trias supérieur (F. de Tafilalt). Les basaltes réapparaissent tant au Sud que plus à l'Ouest (Jbel Tig-Nousti et Jbel Rat).

Immédiatement au Sud du Souk des Aït-Bou-Oulli (Fig. 40) les Basaltes des Aït-Aadel de l'Ighir-n-Ighazene se terminent brusquement au-dessus d'Assammar alors que les calcaires se continuent (385/114). La base des calcaires présente des plis d'entraînement et un rabotage basal. Bien que souvent recouverts par des éboulis et apparemment décalés de part et d'autre d'un glacis en face de Tarbat-n-Tirsal, les basaltes fini-triasiques apparaissent régulièrement sur le versant Nord du Jbel Rat, la présence de plis dans

* Sur le versant Sud du Haut Atlas et le bassin de Ouarzazate.



ESQUISSE TECTONIQUE DU HAUT ATLAS CENTRAL
Compilée par J. Jenny, J.L Lesage et M. Monbaron
Documents consultés: Choubert et coll. 1959; Huvelin. 1977; Jenny 1984;
Laville 1975-80; Le Marrec 1984; Monbaron 1984; Levés inédits de: Jossen, Lesage, Rolley
Quaternaire
Tertiaire
Crétacé
Dogger: r. magmatiques
Dogger détritiques calcaire
Lias
Stéphano-trias
Carbonifère
Є_Dévonien hercynien
Є_Dévonien peu déformé
Précambrien
Synclinal
Anticlinal
Faille chevauchement
Décrochement
Axe plongeant, s'élevant
Discordance
Replis
Flexure
Plaine du Tadla
BENI MELLAL
AGHZIF
AFOURER
J. R'NIM
TAGUELFT
AIT ATTAB
LAC BIN EL OUIDANE
TILOUGGUIT
32°
AZILAL
AIT M'HAMMED
TANANT
GUETTIOUA
Z. AHANÇAL
DEMNATE
J. AZURKI
IOUARIDENE
ABACHKOU
J. TIL
J. RAT
J. M'GOUN
31°30
J. TIGNOUSTI
AIT TAMLIL
IBOUROUDENE
TAMZZRIT
MAGDAZ
F. du Mettsen
F. Ourika-Taddert
ANGHOMAR
TELOUET
TIZI-N-TICHKA
Nappe de Toundoute
TALIWINE
TOUNDOUTE
Bassin de Ouarzazate
0 5 10 20Km
7°30
7°
6°30

Fig. 39

les siltstones sous-jacents (371,7/109,8) trahit cependant un mouvement latéral de l'immense dalle de calcaires liasiques.

La cluse du Jbel Til (355/110) traversée par la piste d'Aït-Tamlil partant de Demnat, est un lieu commode pour observer le phénomène. Le plan de décollement est approximativement parallèle à la piste, à son niveau. Les calcaires et dolomies de la Formation d'Aït-Ras sont laminés, localement bréchifiés et contiennent des lentilles de basaltes et d'argilites du Trias. D'autre part ce plan est jalonné de sources soulignées par d'importants dépôts de travertins.

Un affleurement clef, malheureusement très éloigné des pistes, se situe à l'extrémité orientale du Jbel Tig-Nousti à l'aplomb du pt 2948. Là, les Basaltes des Aït-Aadel se terminent brusquement et leur tranche est moulée par des calcaires des Aït-Bou-Oulli (Fig. 41).

Les Basaltes des Aït-Aadel sont clairement redoublés sur le versant sud du Jbel Tadaghast (= Jbel Aït-Abbès, 384/119) et dans les Aït-Bou-Oulli dans la pente dominant au Sud-Est le hameau d'Imi-n-Talat (392,5/117).

Le décollement de la couverture et par conséquence le redoublement des basaltes est également particulièrement clair sur la coupure contiguë à l'Ouest où A. Le Marrec (1985) a mis en évidence ce phénomène.

L'arrachement et la répétition des écailles de basaltes nécessite un déplacement local latéral hectométrique ou kilométrique. Favorisé par des niveaux argileux plastiques le décollement de la couverture a dû se produire dès le début de la contraction du socle sinon lors de phases mésozoïques, car lors des stades finaux de l'orogène la couverture était immobilisée dans des horsts et grabens. Il faut relever que la couverture était déjà partiellement bloquée dès le Dogger entre les rides/accidents de direction atlasique interdisant un déplacement N-S. Enfin, nous rejoignons E. Laville (1975-1980) pour admettre qu'il ne s'agit pas d'un déplacement de la couverture par gravité alors que la zone axiale était suffisamment soulevée. Ceci, car sur certaines transversales, la couverture liasique est quasi-continue, surtout au centre de la chaîne d'où précisément elle aurait dû glisser.

V.d. – DESCRIPTION DES PRINCIPAUX ACCIDENTS TECTONIQUES (Fig. 39)

V.d. 1. ACCIDENTS DE DIRECTION N 120

L'Accident de Demnat est le représentant le plus étudié de ce groupe (Verdier, 1972 ; Le Marrec & Jenny, 1980 ; Laville, 1981). Son jeu synsédimentaire est connu depuis le Pliensbachien (Burgess & Lee, 1978 ; Jenny & Jossen, 1981) jusqu'au Bathonien (Jenny & *al.*, 1981) (cf. III. 20).

Cet accident a été décrit en détail par A. Le Marrec & J. Jenny (1980), les travaux de terrains plus récents modifient un peu le schéma proposé alors. Tout d'abord, l'accident de Demnat est intercepté par l'accident de l'Assif-n-Tighli au Sud de Wazzant. « L'anticlinal » du Jbel Tissiyyi s'est avéré particulièrement faillé. Au Nord du Jbel Jiber, le recouvrement des Grès des Guettioua par les Dolomies d'Imi-n-Ifri, interprété comme une « collapse structure » par J. Verdier (1972) puis A. Le Marrec & J. Jenny (1980) ne serait-il pas plutôt dû à une faille inverse absorbant le jeu décrochant sénestre d'un accident N 65 (Cf. V.d. 2) comme c'est le cas à l'extrémité orientale des Aït-Toutline, au Jbel Tadaghast (= Jbel Aït-Abbès) et à Zawyat-Ahançal ?

Ceci expliquerait que, dans le prolongement direct de l'Accident de Demnat à l'Ouest d'Aït-Sa'ïd on ne puisse prolonger cette faille car les strates sont continues entre l'Oued Lakhdar et Aït-ou-lad.

L'accident de *Foum-Jem'a/Aït-Taguella* débute à Foum-Jem'a et se termine au SE de l'intrusion d'Aït-Taguella par un tracé en « tresse » (Kingma, 1958) avec un compartiment abaissé puis soulevé avant d'éclater en « queue de cheval » conformément aux modèles développés par M.A. Chinnery (1966). Le rôle synsédimentaire de cet accident est plus obscure, il pourrait correspondre à un haut-fond bajocien (J.-P. Rebouillat, comm. pers.) et Bathonien. Cet accident est jalonné par d'importantes masses de roches gabbroïques, du Jurassique moyen (cf. IV. b).

Dans le *bloc des Guettioua* délimité par les deux failles citées, un accident de socle dextre à l' « atlasique » permettrait d'expliquer quelques structures énigmatiques alignées sur un axe N 120 : le Jbel Assaoul, et le rebroussement brutal de l'anticlinal du Jbel Gountati. Le Jbel Assaoul (37/127, pt 1599) est une lame de calcaires du Lias inférieur redressée à la verticale, coupant à l'emporte-pièce les structures géologiques. Cette disposition qui n'est pas sans rappeler celle du Jbel Jiber, expliquée par le jeu latéral de l'accident de Demnat (Le Marrec & Jenny, 1980) pourrait également résulter d'un décrochement du socle.

V. d.2. ACCIDENTS DE DIRECTIONS N 65 (DITE « DIRECTION ATLASIQUE »)

L'accident *Igoudlane-Assif-n-Tighli* dont

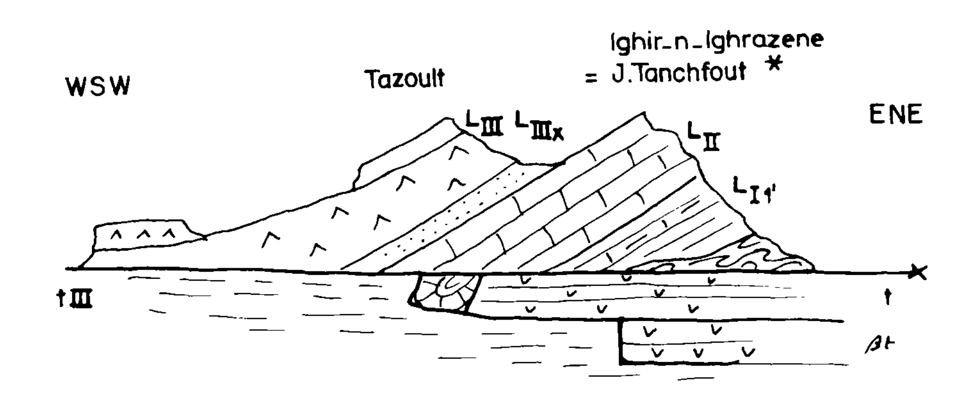


Fig. 40 : Coupe géologique schématique du Jbel Tanchouft

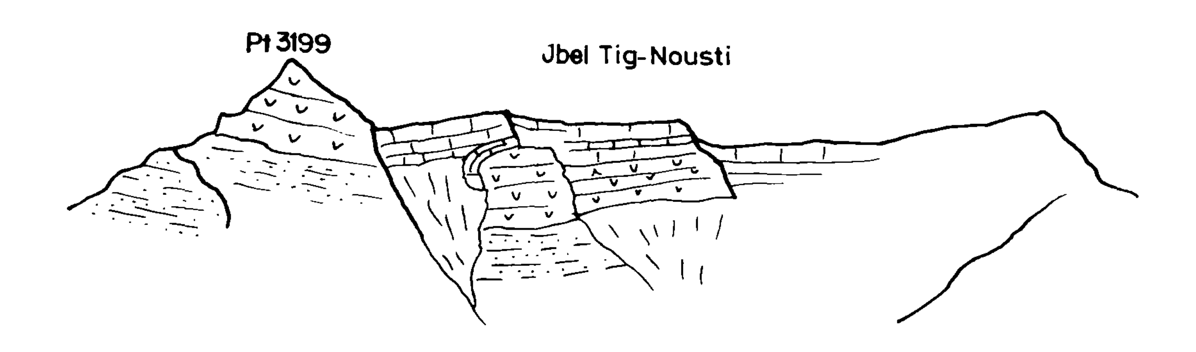


Fig. 41 : Vue du Point 2291 vers l'WSW

l'extension occidentale, cartographiée par A. Le Marrec (1985), longe le Sud du Jbel Igoudlane puis rejoint la faille du Meltsen, branche principale de la ZDTT, présente localement un tracé en tresse avec extrusion de horsts amygdalaires, comme par exemple la boutonnière paléozoïque de l'Assif-n-Tighli. Dans la cluse de Tacht, l'accident, jusque-là rectiligne et vertical, oblique vers le Sud en se couchant. Il s'agit là de l'extrémité orientale de cet accident dont le mouvement latéral est absorbé par le chevauchement vers l'ENE d'une bande de socle rebroussant dans la même direction les calcaires liasiques du bloc des Guettioua. Cette disposition se retrouve plusieurs fois et permet aux accidents N 70 de se relayer du NW vers le SE.

L'accident du Jbel Amersiaz est parallèle à l'accident Igoudlane/Assif-n-Tighli, 5 km au SSE de ce dernier qu'il relaye. Il débute dans le Paléozoïque de la boutonnière d'Aït-Tamlil ; il est bien visible en amont de la cluse du Jbel Til où il affecte les roches sur plusieurs centaines de mètres. Il longe ensuite le flanc Sud des Jbels Amerziaz, Azegza et Alimane, mettant en contact le Paléozoïque avec les calcaires du Lias ; des lentilles de Trias détritique le jalonnent parfois. A l'Est de la demi-cluse de Tacht, l'accident du Jbel Amerziaz se termine également par un chevauchement important au Jbel Aït-Abbès (= Jbel Tadaghast) dont la masse de calcaires du Lias inférieur chevauche et rebrousse vers l'Est les sédiments du Lias inférieur, moyen et supérieur du bloc des Guettioua. Il est relayé à son tour par un accident empruntant la vallée des Aït-Bou-Oulli, pour se diriger, par le col de Tirghist sur la piste des Aït-Bou-Guemez, le long du flanc Sud du Jbel Azurki puis au Nord du Jbel Aroudane vers le village de Zawyat-Ahançal où il s'incurve à nouveau en devenant horizontal. Là encore les sédiments du Lias moyen et supérieur sont rebroussés vers l'ENE sous le plan de chevauchement. Comme le schéma structural (Fig. 39) le montre bien et grâce à la jonction de l'accident du Meltsen avec celui de l'Igoudlane/Assif-n-Tighli, le jeu de failles décrit ci-dessus représente le prolongement direct de la ZDTT dans le Haut Atlas central calcaire (Jenny, 1983).

Un autre accident de direction « atlasique » s'observe au Sud du Jbel Rat, il s'agit de l'*accident du Tizi-n-Iblouzène*. Il débute au Sud d'Aït-Tamlil où il diverge de l'accident d'Ibouroudène, fracture paléozoïque majeure. Il pénètre dans les Aït-Mallal par le Tizi-n-Iblouzène. A Imi-n-Talat il rejoint la ZDTT. Les accidents de la ZDTT permettent aux blocs de se déplacer et servent de « guide de contrainte » dans la déformation de la couverture concentrant la déformation dans des zones étroites linéaires (« zones anticlinales ») qui séparent des zones tabulaires.

Enfin, dans un contexte plus général encore, la zone de décrochement du Tizi-n-Test (ZDTT) fait partie d'un système d'accidents majeurs ENE-WSW qui découpent le socle Nord-africain (Dubourdieu, 1962 ; Andrieux, 1971). Ces accidents ne sont pas parallèles à la chaîne du Haut Atlas, au contraire ils la recoupent comme le fait également l'accident majeur débutant dans le bassin de Ouarzazate contre le Jbel Sahro et pénétrant dans l'Atlas qu'il traverse par le « tunnel du Légionnaire » au Sud de Rich, le Bou-Dahar, pour ressortir dans le Tamlelt vers Bou-Arfa (Du Dresnay, 1975). C'est sur ce canevas que s'est individualisée la fosse atlasique lors de la distension triasique. On peut imaginer que ces accidents ont fonctionné en failles transformantes intracontinentales : [senestres au Trias (Biron, 1982), dextres au Jurassique (cf. Ch. III. 19 et III. 22)] dont les failles normales associées, comme par exemple l'accident de Demnat (N 120) ont produit un bassin en déchirement, sans création d'un plancher de type océanique vu le modeste écartement Nord-Sud. Le volcanisme triasique, et surtout bathonien, est cohérent dans ce contexte. Il est à noter que les intrusions et coulées basiques du Bathonien sont plus concentrées dans la partie orientale du Haut Atlas central où la sédimentation mésozoïque est la plus importante [8000 m au Sud de Tounfite selon M. Studer (1987)].

V.d. 3. ACCIDENTS DE DIRECTION AUTRE QUE N 120 ET N 65

– *Accidents N 90* (cf. Ch. II.D)

Cette direction est celle des accidents hercyniens majeurs, certains fossilisés par les grès du Trias comme l'*accident d'Aït-Tamlil* au Jbel Aguendra (362/101) d'autres ont, durant le Tertiaire un jeu vertical, ou plus souvent inverse, ce que la compression sub-méridienne explique facilement.

Comme accident N 90, on peut mentionner outre l'accident d'Aït-Tamlil, l'accident d'Ibouroudène immédiatement au Nord de la feuille Azilal (Jenny & Le Marrec, 1980). L'accident de *Tirsal-n'Aït-Bou-Oulli* entre dans ce groupe également.

– Quelques accidents N 30 affectent le tégument triasique de l'Assif-n-Wandighs, il s'agit de failles normales, panaméennes, abaissant le tégument en régime distensif (cf. Fig. 43). Les accidents de cette direction présentent au Tizi-n-Aït-Zawyat (370/113) des minéralisations en barytine assez importantes pour être exploitées (voir plus loin).

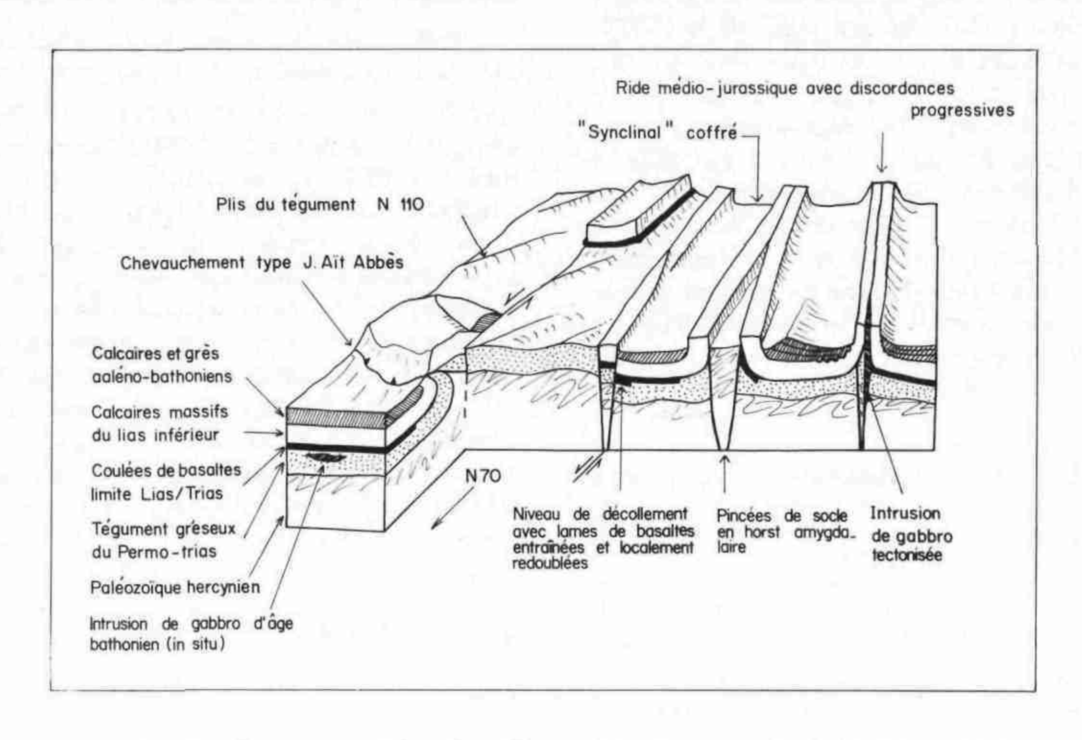


Fig. 42 : Bloc diagramme schématique illustrant le rôle des accidents N 70 dans l'Atlas de Demnat

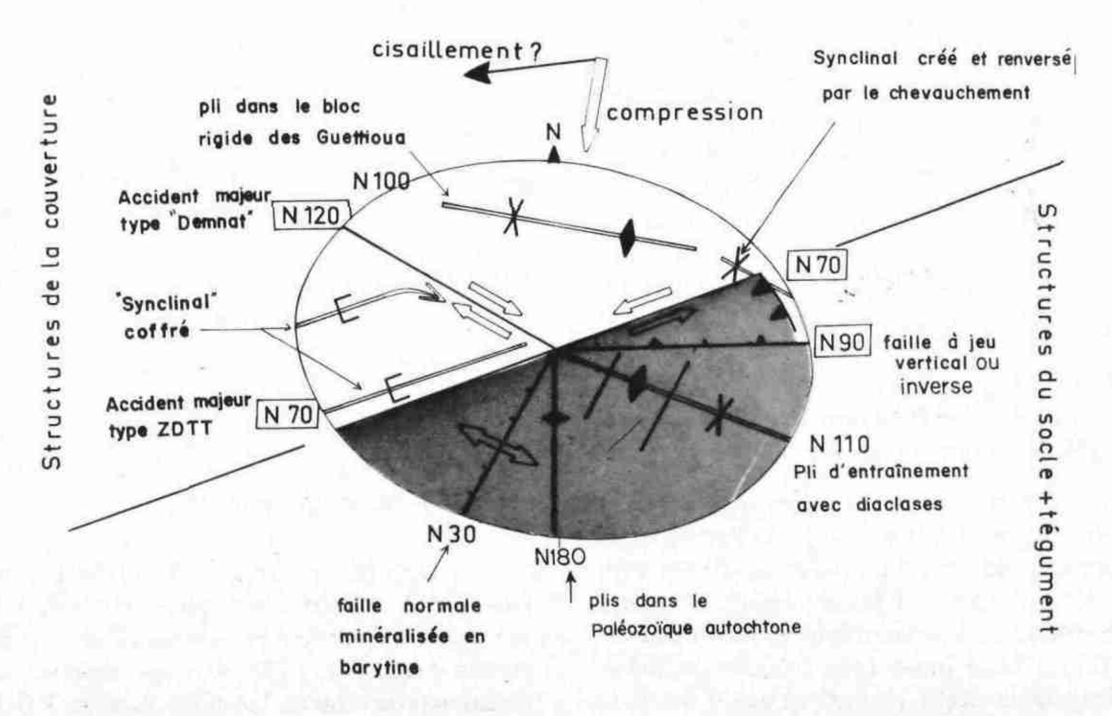


Fig. 43 : Schéma récapitulant le jeu atlasique des anciens accidents de socle (encadrés sur la figure) réactivés et les structures formées lors de la compression atlasique.

V.e. LE BLOC DES GUETTIOUA

On appelle *bloc des Guettioua,* la vaste zone presque monoclinale s'étendant entre l'accident de Demnat au SW et celui de Foum Jem'a/Aït-Taguella au NE. Il se perd à l'Ouest dans la plaine du Haouz et à l'Ouest dans le plateau des Aït-M'hammed.

La structure du bloc des Guettioua contraste vivement avec les secteurs voisins à axes synclinaux et anticlinaux serrés. Abstraction faite des anticlinaux bordiers, seuls une vaste cuvette et un dôme (Jbel Talmest) y apparaissent de prime abord. Il est possible de distinguer dans les Grès des Guettioua deux synclinaux séparés par un anticlinal de direction N 100 et d'amplitude plurikilométrique (4-5 km).

Une importante anomalie gravimétrique positive de 35 Mgal est centrée sous le bloc des Guettioua (Fig. 46). Celle-ci ne peut pas s'expliquer par des variations de puissance de la couverture, qui, au contraire, est plus épaisse sur le bloc des Guettioua. Une formule(*) permet d'estimer l'épaisseur d'une tranche plane produisant une anomalie si celle-ci, comme c'est le cas, est suffisamment étendue : Anomalie relative = $\frac{\textit{différence de densité} \times \textit{épaisseur}}{24}$. Une différence de densité raisonnable (0,1 à 0,3) s'explique par une remontée de terrains plus denses de plusieurs milliers de mètres. On peut donc conclure que les accidents de Demnat et Foum-Jem'a ont une influence profonde sur le socle et donc un jeu tardi-hercynien sinon plus ancien ; ce sont donc d'anciennes fractures qui rejouent au cours du Mésozoïque et à l' « atlasique ». Comme le laisse supposer l'anomalie gravimétrique, il doit s'agir d'un bloc de socle spécialement rigide.

V.f. PRINCIPAUX PLIS

V.f.1. Axe N 70

Les « synclinaux » de direction atlasique ne peuvent porter sans équivoque cette dénomination. En fait, la couverture se moule sur les blocs de socle, ainsi que J.-P. Schaer (1967) l'a observé plus à l'Ouest, formant ainsi les « synclinaux coffrés » si caractéristiques de l'Atlas (Fig. 42). Ce mode de formation explique également l'absence de vrais anticlinaux à la place desquels on trouve des bandes de socle et tégument fracturées par les accidents N 70. Il serait préférable de parler de « gouttières synclinales ». Sur la carte géologique Azilal, celles-ci sont au nombre de 5, dénommées du Sud au Nord : Tarkeddid, Rat, Til/Aït-Toutline, Tifni, Aït- Chitachène-Iouaridène. On peut rappeler que certaines gouttières étaient tout au moins ébauchées au Bathonien.

V.f.2. Plis du tégument

Entre l'accident de l'Amerziaz et le Jbel Rat s'étend un vaste affleurement de Grès de l'Oukaïmeden (Trias supérieur) structuré en anticlinaux et synclinaux d'amplitude plurikilométrique d'orientation N 110 affecté de failles et diaclases N 0 et N 35. Des plis du tégument de cette orientation sont fréquents sur la carte géologique voisine à l'Ouest (Le Marrec , 1985).

V.f.3. Ondulations plurikilométriques

Le bloc des Guettioua est affecté d'ondulations plurikilométriques d'orientation N 100, surtout visibles dans sa partie Nord à Bou-Antar.

V.f.4. Plis d'orientation diverse

L'Atlas de Béni-Mellal, et le bloc des Guettioua surtout, présentent des structures synclinales ou anticlinales à axe courbe, parfois sigmoïde. Parmi les plus remarquables on peut citer le synclinal d'Aït-Attab et l'anticlinal du Jbel Gountati/Ighli-Amajoud qui borde au Nord et à l'Ouest le bassin des Guettioua (Fig. 39).

De telles virgations de plis ne s'expliquent pas par une simple compression, mais plutôt par des torsions d'axes dûs à des décrochements de socle, « virtuels », n'apparaissant pas en surface (cf. Rolley, 1973-78) ou visible (virgation de l'axe synclinal des Aït-Iouaridène contre l'accident de Demnat).

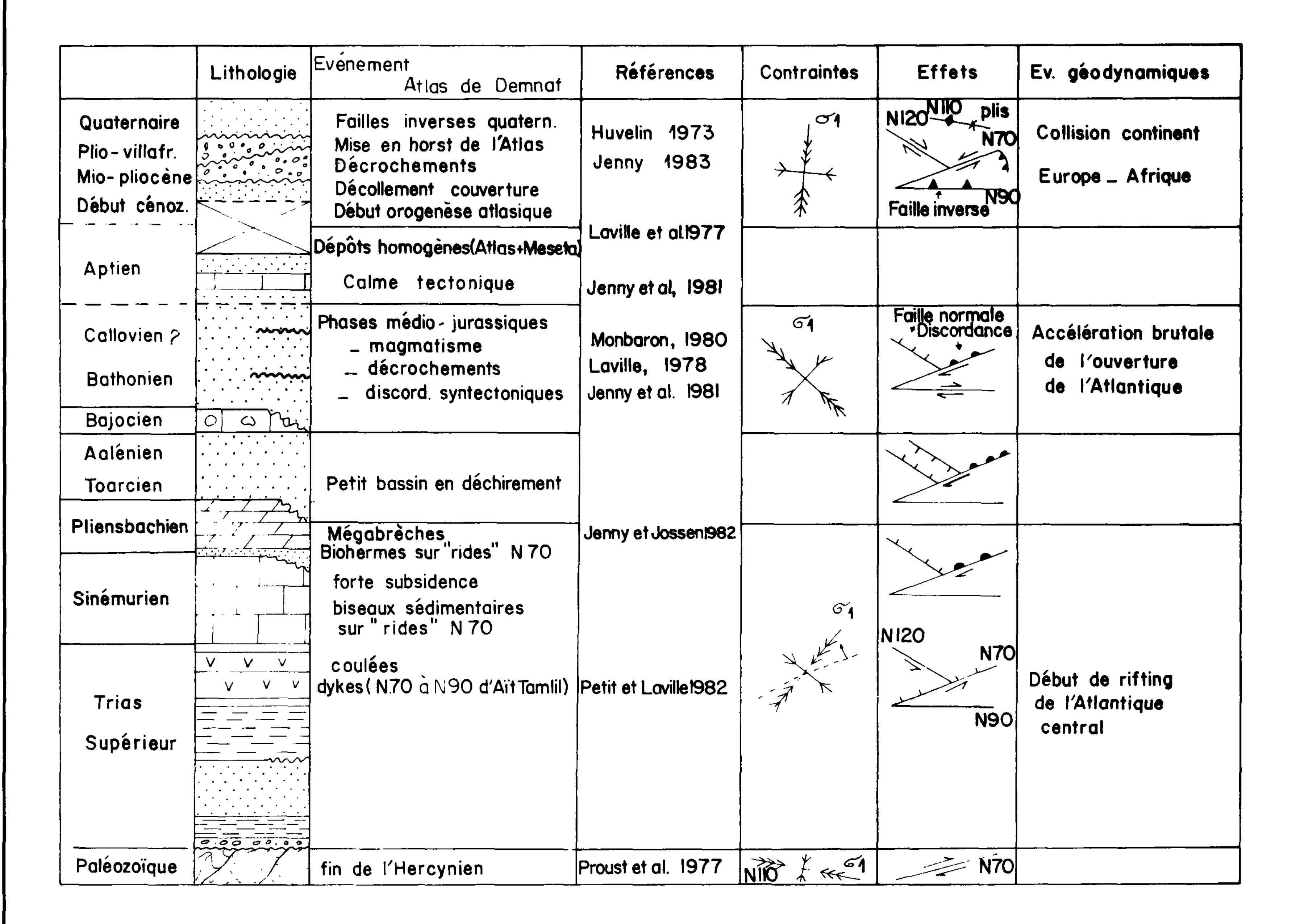
V.g. TECTONIQUE RÉCENTE

Il est bien connu que l'activité tectonique en compression se poursuit de nos jours, même si l'on n'observe pas sur la Carte Azilal de phénomènes aussi spectaculaires que des failles inverses affectant le Quaternaire comme dans le bassin de Ouarzazate ou les déformations du Haouz oriental (Huvelin, 1966 et 1973). Les dépôts quaternaires de la bordure de l'Atlas dans les Aït-Majdène sont néanmoins affectés de failles (352,2/136,7) et de flexures.

Des fauchages importants affectent souvent les flancs verticalisés des « synclinaux » coffrés (Aït-Attab, flanc Sud du Jbel Jiber). La Formation d'Aït-Ras est sujette à des phénomènes de reptation (creeping) de grande envergure dans les anticlinaux à flancs raides [Aït-Klouf, Aït-Oufad (356/113,5)].

Enfin on peut signaler quelques grands éboulements. Le plus célèbre est sans conteste celui qui, à l'Amirien (Couvreur, 1977), a barré le cours de l'Assif-n-Bou-Guemez à Tighza et créé un lac de

(*) Cf. Manuel C.G.G. (Compagnie Générale de Géophysique).



	Lithologie	Evénement Atlas de Demnat	Références	Contraintes	Effets	Ev. géodynamiques
Quaternaire Plio-villafr. Mio-pliocène Début cénoz.		Failles inverses quatern. Mise en horst de l'Atlas Décrochements Décollement couverture Début orogenèse atlasique	Huvelin 1973 Jenny 1983	σ1	N120 N110 plis N70 N90 Faille inverse	Collision continent Europe _ Afrique
Aptien		Dépôts homogènes(Atlas+Meseta) Calme tectonique	Laville et al.1977 Jenny et al, 1981			
Callovien ? Bathonien Bajocien		Phases médio-jurassiques _ magmatisme _ décrochements _ discord. syntectoniques	Monbaron, 1980 Laville, 1978 Jenny et al. 1981	σ1	Faille normale Discordance	Accélération brutale de l'ouverture de l'Atlantique
Aalénien Toarcien		Petit bassin en déchirement				
Pliensbachien		Mégabrèches Biohermes sur "rides" N 70	Jenny et Jossen 1982			
Sinémurien		forte subsidence biseaux sédimentaires sur " rides " N 70				
Trias Supérieur		coulées dykes(N70 à N90 d'Aït Tamlil)	Petit et Laville 1982	σ1	N120 N70 N90	Début de rifting de l'Atlantique central
Paléozoïque		fin de l'Hercynien	Proust et al. 1977	N110 σ1	N70	

Fig. 44 : Tableau récapitulatif de l'évolution tectono-sédimentaire du Haut Atlas central

barrage dont les alluvions font aujourd'hui la richesse de la vallée. Le glissement des Calcaires d'Imi-n-Ifri banc sur banc a été favorisé par la raideur du flanc Sud du Jbel Tizal et surtout par la présence, dans l'axe de la vallée, de failles importantes, qui ont broyé les calcaires du Lias et permis ainsi le creusement d'une vallée profonde dominée au Nord par des pentes structurales instables qui s'effondrèrent bientôt.

Dans les Aït-Mallal « les phénomènes de cryoturbation et de solifluxion sont amplifiés par des foirages dans les argiles du (Permo-Trias) » (Dresch, 1951, p. 119). On peut relever que les Grès de l'Oukaïmeden, peut-être en raison de leur position sur des « siltstones » (Formation d'Anouffig), s'éboulent souvent en très grande masse comme dans la basse vallée de l'Assif-n-Aït-Mallal (386/111) ou à Aït-Tamlil (354/99, Carte Skoura).

V.h. CONCLUSIONS : INTERPRÉTATION DYNAMIQUE

La tectonique atlasique, tout comme la sédimentation mésozoïque, est conditionnée par les fractures profondes du socle et par la présence d'un niveau de disharmonie entre le socle et son tégument et la « couverture » méso-cénozoïque.

Dès la fin du Crétacé (Laville, Lesage & Seguret, 1977) et jusqu'au Quaternaire, le sillon atlasique est soumis à une compression subméridienne (Mattauer & *al.*, 1977 ; Laville, 1978 ; Bernasconi, 1983 ; etc.) continue. Cette contrainte induit un jeu dextre pour les accidents N 120 (accident de Demnat), senestre pour les accidents « atlasiques » N 70 et essentiellement inverse pour les accidents N 90 (Fig. 44). Ces mouvements se vérifient bien sur la carte géologique Azilal. Le jeu dextre de l'accident de Demnat est démontré par la virgation vers le SE de l'axe de la cuvette synclinale Aït-Chitachène/Aït-Iouaridène de direction N 70 avant rotation (Verdier, 1972 ; Le Marrec & Jenny, 1980).

Les accidents N 70 fonctionnent en décrochements senestres. Ce sens est déduit des observations de terrain : plis d'entraînement N 110 dans le tégument triasique, avec failles normales associées N 30 ainsi que des chevauchements vers l'Est des bandes de socle délimitées par les accidents N 70 appartenant à la zone de Décrochement du Tizi-n-Test (Jenny, 1983). Le rejet total peut être estimé entre 5 et 10 km, somme des flèches de ces chevauchements.

Il faut rappeler ici que l'accident Igoudlane/Assif-n-Tighli rejoint à Zerekten l'accident du Meltsen, branche principale de la Zone de Décrochement du Tizi-n-Test qui selon J.P. Petit (1976) a également eu un mouvement décrochant atlasique senestre décakilométrique.

Comme on l'a vu plus haut, les axes N 70 ne correspondent pas à des « synclinaux » et des « anticlinaux » au sens strict, mais les cuvettes synclinales sont moulées contre des « rides anticlinales » souvent déjà existantes au Jurassique inférieur et moyen, correspondant à des bandes de socle ou tégument intensément faillé.

Le rôle de ces accidents est double : il permet aux lanières de socle de se déplacer, grâce à des coulissages et des chevauchements et d'accommoder une partie du raccourcissement du socle, d'autre part ils servent de « guide de contrainte » dans la déformation qui se concentre dans des zones étroites, linéaires, qui séparent des zones tabulaires. Les plis à axes sigmoïdes correspondent à des plis d'entraînement sur des décrochements parfois « virtuels ». Seuls les plis N 100 du bloc des Guettioua seraient dûs à une compression perpendiculaire N 10.

La chaîne du Haut Atlas central constitue, aux yeux de nombreux géologues, l'exemple type d'une chaîne intracontinentale, dont le substratum granitique affleure localement. Cette croûte continentale a dû être amincie à l'aplomb de bassins dans lesquels plus de 8000 m de sédiments se sont accumulées. Lorsque se produit la collision continentale Afrique/Europe, en contrecoup, cette zone affaiblie se déforme. Le socle précambrien rigide se raccourcit d'une vingtaine de kilomètres par exemple sur la transversale de 110 km passant par le secteur étudié.

La couverture liasique est pratiquement conservée sur la transversale Afourer/El-Kelaa, pourtant les calcaires du Lias chevauchent le Tertiaire du bord Nord sur 2 à 4 km (Rolley, 1978 ; Monbaron, 1985) au minimum et la fenêtre de Crétacé de Taoujgalt (Lesage *in* Laville, 1975-80) au Sud prouve une avance du Lias de plus de 12 km, sans dénudation gravitaire possible. Le socle s'est donc raccourci de près de 20%. Ceci peut être expliqué :

– par le jeu des failles inverses et des chevauchements importants surtout sur le versant Sud (Laville, 1975-80),

– par la déformation du socle par plis et éjection de horsts amygdalaires (type boutonnière de l'Assif-n-Tighli), écrasement de grabens :

– par le coulissage de bandes de socle comme imaginé pour le Jura par C.E. Wegmann (1961). Ce mécanisme semble prépondérant dans l'Atlas de Demnat.

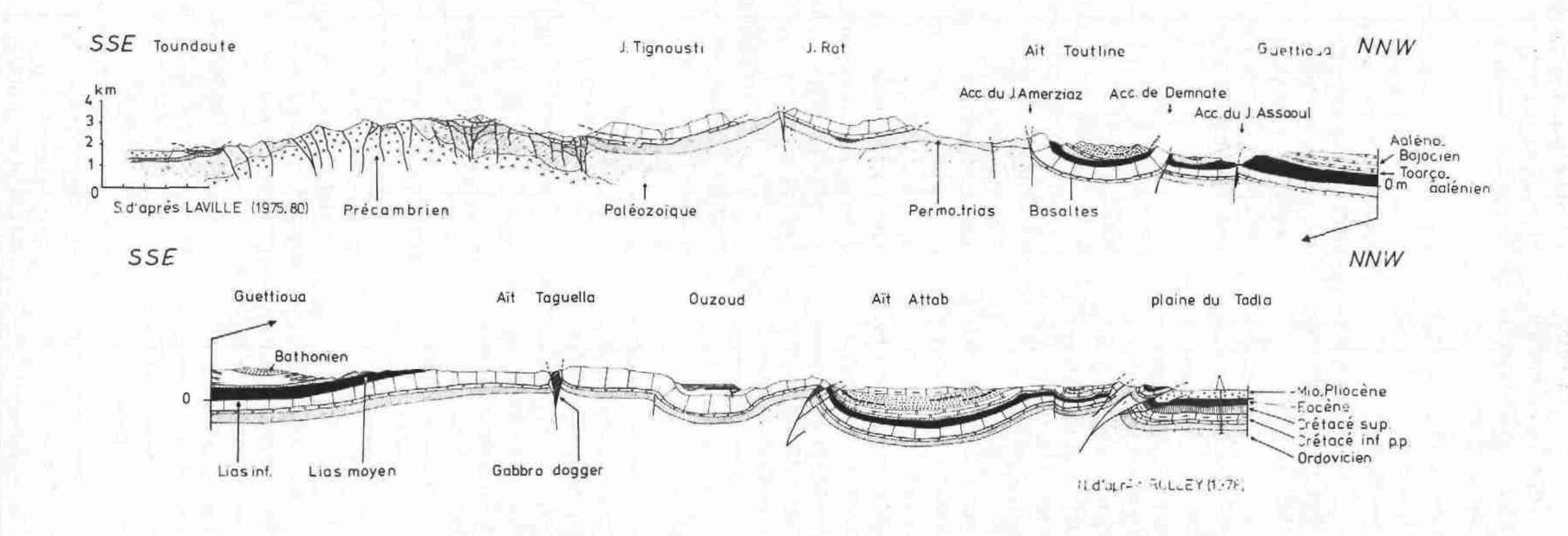


Fig. 45 Coupe géologique générale du Haut Atlas central

Outre le jeu décrochant, les grands accidents ont eu un jeu vertical dépassant souvent 1000 m donnant à l'Atlas sa structure en « escalier » asymétrique sur la transversale de Demnat où la « descente » s'effectue sur une dizaine de kilomètres seulement sur le versant sud à Skoura (Fig. 45).

Enfin, il faut constater que tant pour l'Hercynien que l' « Atlasique » on a, au Maroc, un domaine cratonique au Sud (hercynien : Dorsale R'guibate ; atlasique : Anti-Atlas), un domaine affecté d'accidents à jeu vertical et horizontal [hercynien : Anti-Atlas (cf. Leblanc, 1981) ; atlasique : chaîne de l'Atlas] séparé par un seuil plus rigide et localement émergé (hercynien: Skoura ; atlasique : Méséta) d'un bassin subsident à nappes de glissement (hercynien : bassin viséen d'Aït-Tamlil ; atlasique : Rif externe). Plus au Nord on trouve des nappes de charriages (hercynien : Maroc central p.p. ; atlasique : Rif) le tout, au Sud d'une hypothétique zone de subduction.

VI. – MINÉRALISATIONS ET SUBSTANCES UTILES

INTRODUCTION

Le périmètre de la Carte Azilal, s'il ne contient à ce jour aucune exploitation minière d'envergure, renferme pourtant de nombreux indices de minéralisations, quelques exploitations artisanales (sel, barytine, plomb-zinc) et plusieurs mines actuellement abandonnées. Le Service d'Etudes des Gîtes Minéraux (SEGM) de la Direction de la Géologie, a soigneusement prospecté et répertorié les minéralisations ; la plupart des renseignements ci-dessous sont tirés des rapports de ce service. La compilation de J.C. Viland (1977, inéd.) pour les indices observés dans le Paléozoïque et le Trias est un document de base.

VI.a. MINÉRALISATIONS STRATIFORMES

CUIVRE DANS LES BASALTES DES AIT-AADEL

Gisement de Tighmart-Jbel Tafilalt (355,1/114,270)

Les niveaux sédimentaires intercalés entre les coulées de basaltes de la fin du Trias contiennent souvent des minéralisations en cuivre, ceci en particulier dans les Aït-Oufad. Un niveau minéralisé se suit sur 3 km entre Tighmart et Igoulassene. Ce gîte, qui a fait l'objet d'une exploitation (Cominerga, S.A. Concordia) avec une galerie de 225 m, a été bien étudié par R. Moussu (1954 inéd. 1959a). Des débris végétaux carbonisés par une coulée ultérieure sont minéralisés, surtout en bornite avec un peu de covelline et de chalcosine, ainsi que des oxydes (malachite, azurite). Des rognons noirâtres contiennent 20 à 30% de cuivre (« nuggets »). G. Richoux (1954, inéd.) note la présence de traces d'or (max 1,1 g/tonne) et d'argent.

[Références : Velati (1953 inéd. 1954 inéd), Cornu (1956 inéd.), Moussu (1954 inéd., 1959), in *Archives* SEGM*].

Autres gisements de ce type : Sur la superficie de la carte géologique Azilal, des indices sont fréquents dans le même contexte : au Jbel Assaoul (369,8/127,7, au Jbel Tamadout, au Jbel Til. Le niveau carbonaté qui surmonte la dernière coulée est également très généralement minéralisé en cuivre (Jbel Awltoum* 378,7/107,7, Aït-Oufad). Ce type de gisement existe bien évidemment hors du territoire considéré (Jbel Anrhomer, Huvelin, 1969 inéd. ; dans le Moyen Atlas à Ito).

CUIVRE DANS LES GRÈS DES GUETTIOUA (BATHONIEN)

Les chenaux détritiques de couleur gris-brun à végétaux fossiles et parfois ossements de Dinosauriens, contiennent fréquemment des traces d'oxydes de cuivre (malachite, azurite). L'origine de ce gîte d'imprégnation serait, selon R. Moussu (1959b) hydrothermale « per ascensum » et non météorique comme jadis admis.

CUIVRE DANS LES GRÈS DU TRIAS SUPÉRIEUR (SILTITES DE TAFILALT)

Un niveau très souvent cuprifère existe dans les Siltites de Tafilalt, une dizaine de mètres au-dessus des Grès de l'Oukaïmeden.

Il s'agit selon P. Biron (1982) d'un gîte stratiforme de type « Kupferschiefer » d'une grande extension, connu de l'Oukaïmeden, sur la carte géologique Demnat où A. Le Marrec (1985) l'a distingué (F. d'Abadou), jusque dans la région considérée ici. « Une oxydation générale survenue après le dépôt mais avant la consolidation générale, due à une circulation d'eau météorique profonde, plus ou moins minéralisée, destabilise les minéraux riches en fer (biotites, amphiboles, pyroxènes), crée la coloration rouge avec la formation d'hématite et met en solution les ions métalliques solubles en milieu oxydant. Ceux-ci sont chassés de leur milieu et se fixent sous forme de sulfures dans des zones réfractaires à l'oxydation où règne une ambiance sulfurée due à la matière organique » (Biron, 1982).

MINÉRALISATIONS PLOMBO-ZINCIFÈRES DANS LES CALCAIRES DU LIAS (F. DU J. RAT)

– Jbel Rat (379,2/112,6) (Caïa, 1969 inéd.; Amade, 1964, inéd.).

« Au Jbel Rat, à 2700 m d'altitude, dans les calcaires à oncholites (F. du Jbel Rat) la minéralisation se présente en couche pénéconcordante de 1 m de puissance, constituée de goethite, limonite et calcite, renfermant de la cérusite noire, un peu de galène et de la smithsonite. Le toit et le mur de cette couche ne sont pas plans. 8 m plus haut dans les calcaires on observe des mouches de galène tantôt suivant la stratification, tantôt dans de petites fissures transverses calciteuses. L'extension du gîte est de 200 m ».

Ce gîte présente des traces de travaux de

* Service d'Études des Gîtes Minéraux (de la Direction de la Géologie, Rabat)

reconnaissances (tranchées, puits et excavations) ayant permis l'extraction de plus de 1000 m³ de roche. La difficulté d'estimation des réserves, la faible profondeur apparente de la minéralisation et surtout la situation de ce gîte, sans eau et à presque 3000 m d'altitude incitent à ne citer cet indice que pour mémoire » (Caïa, 1969, inédit).

VI.b. MINÉRALISATIONS DE FRACTURES

CUIVRE ET FER

– *Filons de l'Assif-n-Tighli (El-Had) (349,5/111)*

La faille séparant au Nord les grès du Trias et les terrains hercyniens de la boutonnière de l'Assif-n-Tighli est soulignée par du quartz et une brèche minéralisée en cuivre (malachite, azurite) et fer. Plusieurs filons ont fait l'objet de prospections et d'une exploitation surtout pour le fer dans les temps reculés. La gangue principale est l'ankérite dont l'oxydation en limonite donne de très beaux chapeaux de fer (Moussu, 1959b).

[*Références :* Moussu (1954 inéd., 1959b), Fauvelet (1951 inéd.), Tortochaux (1951 inéd.), Cornu (1951 inéd.), Smeykal (1967 inéd.), Carpentier (1954 inéd.) *in* Archives SEGM].

– *Filons d'ankérite d'Aït-Taguella (368,2/154,5)*

Des fouilles subsistent le long d'une faille N-S affectant les calcaires de la F. d'Imi-n-Ifri au Nord de l'intrusion de gabbros d'Aït-Taguella. Le but recherché était apparemment l'extraction d'ankérite.

VI.c. MINÉRALISATIONS STRATIFORMES ET DE FRACTURES DU SECTEUR AIT-BOU-OULLI - AIT-ABBES

INTRODUCTION : Plus d'une demi-douzaine d'indices ayant parfois fait l'objet de travaux d'exploitation sont connus dans cette région dont l'éloignement et les difficultés d'accès en hiver rendent toute exploitation sérieuse aléatoire. Ces indices sont en partie connus depuis les années cinquante, mais il est très difficile de s'y retrouver dans la toponymie utilisée par les divers géologues et les coordonnées des cartes topographiques de reconnaissances ne correspondent pas à celles des cartes actuelles.

– *Tighrouizine* (= Aït-Abbès, Talat-n'Tazert, Tifrit-Imzdidit) (394,7/118,57). La minéralisation remplit une fracture de direction N 110. Il s'agit d'un remplissage souvent bréchique à smithsonite (carbonate de zinc, improprement appelé calamine). J. Caïa (1969, inéd.) signale aussi de petits amas de galène, cérusite et hydrozincite disséminés dans les dolomies d'Imi-n-Ifri. Ce gîte a fait l'objet d'une prospection par galerie par le BRPM* (L. Jaillard, comm. pers). [Références : Caïa (1969 inéd.), Amade (1964 inéd)].

– *Tassaount* (394,5/120,3)

Minéralisation en smithsonite et cérusite terreuse en rognons dans des argiles rouges et noires contenues dans des poches (karstiques) dans les calcaires du Lias inférieur. Une centaine de mètres de galerie ont été percés.

– *Aït-Mzalt (= Tamant-Frag) (384,6/115,850).*

Neuf filons de smithsonite sont encaissés dans les calcaires de la F. Jbel Rat (Sinémurien) sur le flanc Sud du Jbel Tadaghast dans les Aït-Bou-Oulli. Ce gisement, découvert en 1932, a fait l'objet d'une prospection par galeries dans les années cinquante. Ce sont des filons de calcite d'une puissance de 0,1 à 1,5 m dont les parois sont constituées par de la calamine. Par endroits la calamine et la calcite sont mouchetées de galène.

[*Références* : Canet (1952 inéd.), Amade (1964 inéd.), Caïa (1969 inéd.) *in* Archives SEGM].

BARYTINE

Les Grès de l'Oukaïmeden (Trias supérieur) sont recoupés, dans la région du Tizi-n-Aït-Zawyat (369,5/113) par des filons décimétriques de barytine. Ceux-ci sont actuellement exploités artisanalement. Une prospection systématique devrait amener des résultats car, dans la région et le long de l'accident du Jbel Amerziaz, les indices sont fréquents. Un guide de recherche est peut-être la prospection des diaclases N 30, fissures en distension à l'« atlasique », minéralisées au col d'Aït-Zaywat (cf. Fig. 43).

VI.d. SUBSTANCES UTILES

SEL ET GYPSE

Le sel gemme et le gypse se trouvent associés aux argiles carmin sous-jacentes aux Basaltes des Aït-Aadel. Le sel est exploité en galerie à Dar-Mouzoun* près d'Aït-Ras (354/130). Le gypse est également connu en forage dans la Formation d'Aït-Bazzi aux Aït-Iouaridène.

TALC

Le contact entre les gabbros et les siltstones rouges de Tafilalt est généralement souligné par une zone décolorée pouvant atteindre plusieurs mètres de puissance. Deux analyses diffractométriques effectuées à l'Université de Neuchâtel (Suisse) présentent les pics caractéristiques du talc. Les échantillons analysés

* Bureau de Recherches et de Participations Minières.

proviennent d'Iguelouane dans la vallée des Aït-Bou-Oulli (388/114,5). La présence de talc au contact des intrusions méso-jurassiques ou des coulées de basaltes triasiques avait déjà été reconnue dans l'Atlas de Demnat (Caïa & *al.*, 1968). Les procès verbaux d'analyses du SEGM (inéd.) mentionnent souvent l'existence de talc dans les argiles en contact avec des roches magmatiques. Ce type de gisement est connu également en France.

DIVERS

Les argiles carmin encadrant les Basaltes des Aït-Aadel sont fréquemment étendues sur les toits des maisons en raison de leur imperméabilité. Dans la région de Demnat, les niveaux argileux de la F. d'Aït-Ras sont exploités comme terre à poterie (Boughart, 3 km au NE de Demnat, Aït-Taguella). Les Calcaires d'Imi-n-Ifri et ceux de la F. d'Aganane fournissent une excellente pierre de construction que les gens des Guettioua par exemple utilisent habilement.

Des niveaux charbonneux inexploitables sont intercalés dans les calcaires et dolomies de la Formation d'Aganane (Lias moyen) près du Tizi-n-Oubadou, ou encore sur la carte Zawŷat Ahançal sur la piste du Tizi-n-Tighrist.

CONCLUSIONS

Sur la superficie de la carte géologique Azilal, on exploite des filons de barytine dans les Grès du Trias. Les Basaltes des Aït-Aadel contiennent souvent des traces de cuivre sous forme d'oxydes associés à des niveaux sédimentaires contenant des troncs calcinés. Les chenaux non rubéfiés des Grès des Guettioua, de la F. de Wazant ou des Grès de l'Oukaïmeden contiennent souvent des encroûtements de malachite. Les fractures des calcaires du Lias présentent parfois un remplissage plombo-zincifère ou sont injectés de sidérose.

Une prospection systématique du Lias serait à entreprendre, en tenant compte des cartes paléogéographiques (Fig. 21 et 26), de la paléotectonique et du tracé des accidents majeurs en se basant sur les modèles métallogéniques de J. Caïa (1968), D. Bazin (1968) et M. Leblanc (1968) développés dans le Haut Atlas plus à l'Est.

ANNEXE

Liste des indices secondaires
de la carte géologique Azilal (non vérifiés) :

– *Dar-Lakkandart* (371/115) (El Omari, 1975 inéd.).
Couche de malachite de 10 cm sur 100 m de longueur dans les calcaires du Lias.

– *Imi-n-Waqqa* (372/115) (El Omari, 1975 inéd.).
Placage de chalcosine et malachite dans les joints de stratification de la Formation d'Aït-Bazzi.

– *Imeghnas* (366/120) (El Omari, 1975 inéd.).
Au bord de la piste, lentille de grès blanchâtre minéralisé en malachite.

– *Iskad* (376/113) (El Omari, 1975 inéd.).
Malachite dans un filon de quartz avec prehnite dans les Basaltes des Aït-Aadel.

– *Tagnannaye* (373/116) (El Omari, 1975 inéd.).
Azurite et malachite sur le sentier des Azib-n-Isselk dans une lentille gréseuse des Grès des Guettioua.

– *Taglaout* (349/116) (Moussu, 1953 inéd.).
Lentille de malachite et chalcosine avec prehnite dans des argilites charbonneuses (F. d'Aït-Ras ?).

VII. – DONNÉES GÉOPHYSIQUES ET FORAGES

INTRODUCTION

Aucune étude géophysique de détail n'a été entreprise à ce jour en ce qui concerne la carte géologique Azilal. Seules des données générales s'y rapportent concernant la gravimétrie et l'aéromagnétisme.

CARTE GRAVIMÉTRIQUE (Fig. 46)

Cette figure extraite de la carte gravimétrique du Maroc au 1/500 000 (Van den Bosch, 1971) montre bien l'anomalie des Guettioua (cf. V.e.). Dans la partie SE de la carte, les mesures sont très rares et de ce fait l'interprétation est trop aléatoire.

CARTE AÉROMAGNÉTIQUE (Fig. 47)

Ces levés effectuées par la « Hunting Geology and Geophysics Ltd » en 1976 et 1977 ont servi à établir la carte aéromagnétique générale du Maroc au 1/1 000 000. On peut relever que les gabbros médio-jurassiques produisent des anomalies parfois importantes (Aït-Taguella), et non les coulées basaltiques, peut-être en raison de leur répartition quasi-totale sur la partie Nord et centrale de la carte. L'accident de Demnat, quoique figuré plus NNW-SSE, apparaît sur la carte aéromagnétique générale.

Isogammes de l'anomalie de Bouguer (D:2,67)

Fig. 46 : Carte gravimétrique [isogammes de l'anomalie de Bouguer (D = 2,67)]

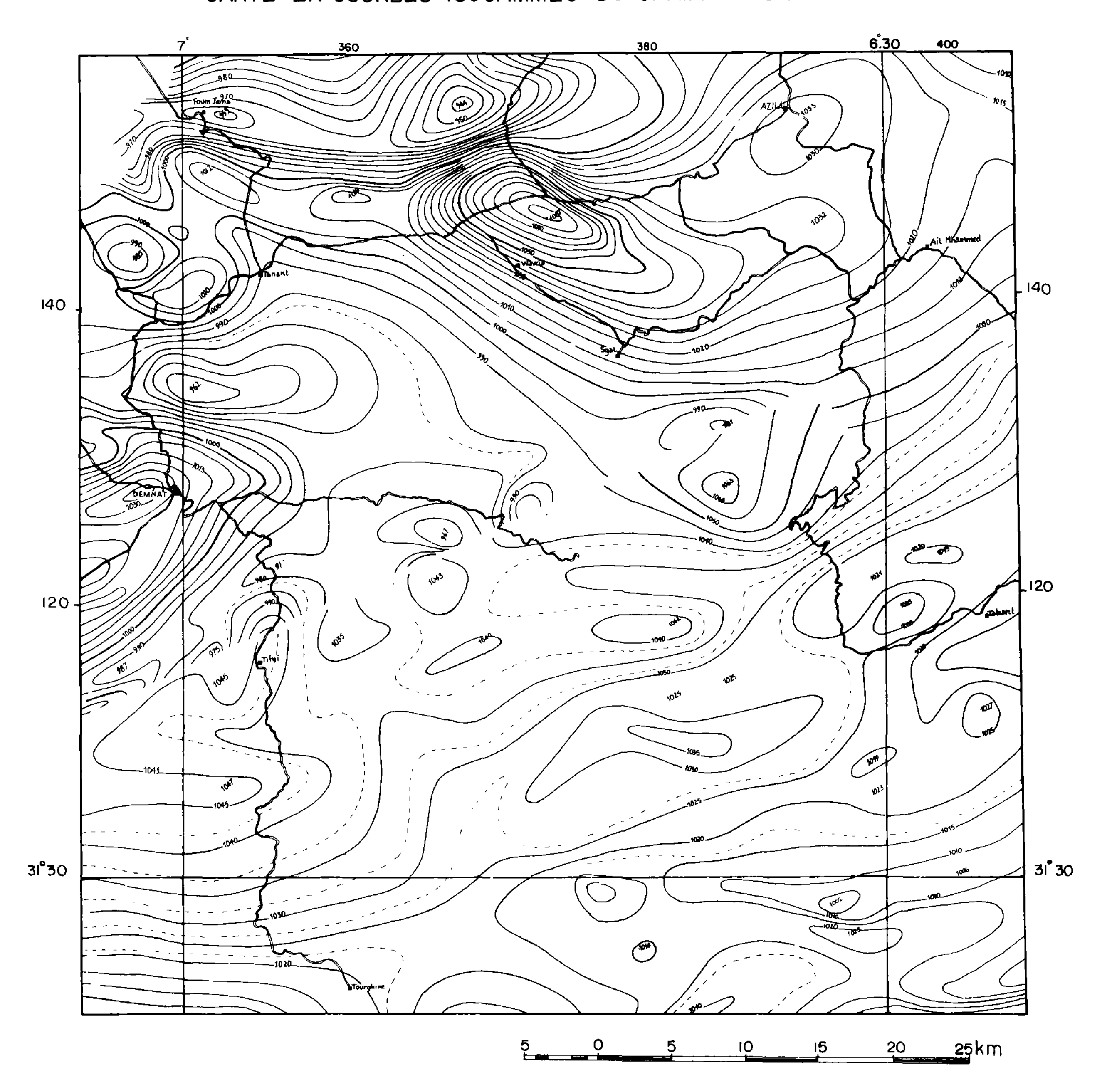


Fig. 47 : Carte aéromagnétique

FORAGES

Aucun forage profond n'a été réalisé sur la superficie de la carte régulière Azilal. Il existe pourtant un certain nombre de petits forages destinés au captage d'eau potable dans les Aït-Iouaridène (I.R. E.* 1414 à 1419/45, rapport inédit de la Division des Ressources en Eau de juin 1981), la profondeur maximale atteinte est de 126 m. Des forages pour l'eau existent au Nord d'Azilal. Enfin des sondages ont été effectués sur le site du barrage des Aït-Chouarit (*in* Lévêque, 1954).

* Inventaire des Ressources en Eau (Direction de l'Hydraulique).

VIII. - HYDROLOGIE

Le Haut Atlas de Demnat et Azilal compte plusieurs rivières pérennes (Tessaout, Lakhdar, Bernat). Dans les montagnes, les sources sont abondantes, surtout à la base de la série liasique. Les problèmes d'adduction d'eau potable ne se posent donc qu'à proximité des deux villes de la région : Demnat et Azilal où des nappes aquifères ont été recherchées, avec succès récemment (1981) dans les Aït-Iouaridène au Sud de Demnat où les cargneules du Lias moyen (F. d'Aït-Bazzi) se sont avérées contenir en abondance (36 l/s) de l'eau de bonne qualité. A Azilal, des difficultés d'approvisionnement en eau existaient encore en 1982.

Une étude géologique sur cette question (Jenny & Monbaron, 1981, inéd.) suggérait d'axer les recherches sur le synclinal de la Formation de Bin-el-Ouidane I au Nord d'Azilal. L'hydrologie n'a fait l'objet d'aucune étude particulière lors des levés de la carte géologique Azilal. Le lecteur ne trouvera donc dans ce chapitre que quelques indications bibliographiques pouvant l'orienter dans ses recherches sur ce point et en ce qui concerne la superficie de la carte Azilal uniquement.

Généralités : Margat (1952) ; Dresch (1941) ; Plateau & *al.* (1937) ; Roch (1939) ; Combe (1977).

Cours d'eau, profils, débits, pluviométrie : Lévêque (1961) ; Cérérier & Charton (1924) ; Debrach, Ousset & Michel (1956) ; Verdier (*in* Coyne & Bellier, 1970, inédit).

Évolution du réseau hydrographique : Couvreur (1977) ; Dresch (1951).

Glaciations : Dresch (1949) ; Couvreur (1966, 1973, 1974) ; Raynal (1956).

Barrages : Coyne & Bellier (1970, inéd.) ; Lévêque (1954) ; Lévêque (1961) ; Hlavek & Lévêque (1960).

IX. – EXCURSIONS GÉOLOGIQUES

IX. 1. STRATIGRAPHIE DU MÉSOZOIQUE, PALÉOTECTONIQUE ET TECTONIQUE ATLASIQUE

Sans décrire en détail une excursion concernant ces thèmes, signalons que, partant de Demnat, la piste qui traverse les Iouaridène, passe à Wazzant et se poursuit vers Tizi-n-Oubadou (Aït-Blal), permet, carte géologique en mains, de comparer la série stratigraphique jurassique des Iouaridène (Fig. 34) où elle est réduite, avec celle du bloc des Guettioua. Il faut observer la paléofaille de l'Assaoual (Fig. 28).

Près d'Aït-Blal on se rend compte du chevauchement du Jbel Tadaghast sur le bloc des Guettioua dont les couches sont rebroussées vers le NE. Du point de vue paléontologique, il est possible de comparer les empreintes de pas de Dinosauriens du Bathonien des Aït-Iouaridène avec celles du Lias moyen d'Aït-Blal. Peu avant Wazzant, la piste recoupe les faciès à grands Lamellibranches du Lias moyen (F. d'Aganane).

IX. 2. L'OROGENÈSE HERCYNIENNE

Une excursion s'est déroulée dans l'Hercynien d'Aït-Tamlil à l'occasion du Symposium de Rabat de 1983 : «L'orogène calédonien, projet P.I.C.G. n° 27 ». La journée 5 de cette excursion est reproduite ci-dessous (Destombes, Jenny & Yazidi, 1983, inéd.) :

ITINÉRAIRE

Du Souk d'Aït-Tamlil prendre une piste se dirigeant vers l'Ouest sur 2 km environ ; à la première bifurcation descendre à gauche une piste conduisant à la Tessaout (1,5 km) vers Talent (Carte 1 / 100 000 Skoura).

Arrêt 1 : Cet arrêt permet, d'une part, de toucher les calcaires de la Tessaout d'âge praguien/emsien qui ont fourni des Tentaculites et des Conodontes (Lévêque, 1961), et d'autre part, une vue panoramique sur la zone d'Ibouroudène, l'accident d'Ibouroudène et la zone d'Aït-Tamlil (Fig. 8).

La zone d'Ibouroudène occupe l'extrémité Sud de la boutonnière. Les formations rapportées au « Précambrien III » et au Paléozoïque inférieur ne sont affectées que de légères ondulations à grand rayon de courbure. Elles reposent en discordance majeure sur le « Précambrien II » subvertical mais plissoté. Tous ces caractères rattachent la zone d'Ibouroudène à la partie occidentale de la boutonnière de Skoura (Coupe A, Fig 3, Jenny et Le Marrec, 1980).

La faille d'Ibouroudène limite cette zone au Nord. Elle est jalonnée par des pincées lenticulaires hectométriques de grès rouges du Trias, comme au Sud-Ouest d'Ibouroudène. Cet accident constitue la limite entre le Viséen à faciès néritiques méridionaux et le bassin subsident à faciès flyschs du Nord ; durant le Viséen supérieur, le bloc Nord s'est effondré de 3000 à 4000 m.

La zone d'Aït-Tamlil se caractérise par une succession de plis d'orientation moyenne N 105°, affectant l'Ordovicien, le Silurien et le Dévonien. A l'Est d'Aït-Tamlil les calcaires de la Tessaout soulignent, en surface structurale, un anticlinal faillé à cœur ordovicien d'axe N 134° plongeant de 20° vers le Nord-Ouest. Les calcaires réapparaissent le long de la Tessaout sous forme d'un surprenant empilement de plis aigus droits à plongement axial moyen Nord-Ouest. Ce type de plis qui marque une profonde disharmonie, est particulier aux Calcaires de la Tessaout et ne s'observe jamais dans les autres niveaux stratigraphiques.

De la piste, il est possible d'apercevoir sur la rive gauche de la Tessaout, une belle coupe du Siluro-dévonien (Fig. 3, Coupe C, Jenny & *al.,* 1980). Il faut relever que les niveaux carbonatés fossilifères sont présents tant dans le Silurien que dans le Dévonien et que cette coupe diffère peu de celle observable à Tiliwine dans la boutonnière de Skoura.

Retour à Aït- Tamlil par la même piste à travers les shales verts parfois armés de

bancs gréseux attribués au Dévonien moyen (Formation d'Aït-Tamlil 2).

Du village d'Aït-Tamlil, prendre la piste de Demnat vers le Nord.

A 1 km au Nord du village la piste traverse l'accident d'Aït-Tamlil souligné par des écailles dilacérées de Calcaires de la Tessaout entraînées dans l'accident par un mouvement senestre.

L'accident d'Aït-Tamlil limite au Nord la zone d'Aït-Tamlil. Celle-ci constitue un couloir de décrochement à jeu polyphasé anté-viséen et post-viséen. Outre des arguments microtectoniques (schistosités de flux et microplis) un jeu sénestre important est évident grâce aux plis N 110 d'entraînement et à la guirlande de lambeaux de calcaires de la Tessaout entraînés vers l'Ouest.

Les observations microtectoniques de J.L. Lesage démontrent :

- un jeu dextre post-triasique ;
- un jeu senestre tardi-hercynien ;
- un jeu dextre synschisteux post-viséen sup. ;
- un jeu senestre synschisteux post-viséen sup.

Il faut souligner que, dans toute la boutonnière, la schistosité, pouvant atteindre la schistosité de flux, est *toujours et uniquement* associée aux accidents majeurs, essentiellement à l'accident d'Aït-Tamlil.

Arrêt 2 : A 1,5 km d'Aït-Tamlil après avoir franchi une faille inverse à pendage vers le Nord jalonnée de quartzites, la piste pénètre dans les flyschs du Viséen supérieur (V 3bγ) du Jbel Imgant que l'on observera à cet endroit. Du point de vue sédimentologique, il s'agit de successions de séquences turbiditiques soit complètes, composées du bas vers le haut : de calcaires gréseux à Foraminifères (Archaediscidés), siltites gris-noir et shales gris-noir ; soit incomplètes, la base calcaire manquant. On peut observer à l'Est de la piste (Izrane) et 5 km au NW d'Aït-Tamlil (pt 1756) des lentilles conglomératiques interstratifiées dans les flyschs. Parmi les éléments parfois pluridécimétriques, on peut reconnaître des blocs de psammites ordoviciens, des Crinoïdes et des Coraux, dans une matrice gréso-pélitique grise. La base stratigraphique des Flyschs du Jbel Imgant n'est clairement visible qu'en un seul endroit, 18 km à l'Est d'Aït-Tamlil (344,5/102,5). Au-dessus des grès et pélites verdâtres dévoniens (Formation d'Aït-Tamlil 2) nettement affectés de plis décimétriques, on observe un conglomérat verdâtre puissant de 2 mètres, remaniant des éléments, parfois plissés de la Formation d'Aït-Tamlil 2. 8 mètres d'argiles gréseuses grises contenant encore des fragments de shales verts surmontent les conglomérats.

Suivent 30 mètres environ de siltites gris-noir passant progressivement, avec intercalation de bancs de grès, au Flysch du Jbel Imgant.

La piste traverse durant 3 km ces flyschs, mais la succession n'est pas stratigraphique, les Flyschs du Jbel Imgant sont affectés de cisaillements, dont un particulièrement important, redoublant au moins la série. La piste le traverse peu après une maison isolée (Anagfal, alt. 1780 m). Le contact est souligné par des quartzites et des lambeaux de shales dévoniens, et même localement des shales à Graptolithes du Silurien.

Arrêt 3 : 500 m environ avant le sommet des Flyschs la piste recoupe un grand bloc de calcaire du Viséen supérieur (contenant des fragments de Brachiopodes, des Coraux et des Foraminifères) interstratifiés dans le flysch.

Arrêt 4 : Le sommet des Flyschs du Jbel Imgant est parfaitement clair près d'un petit pont, immédiatement avant la montée rapide vers le Tizi-n-Outfi, près de 5 km en amont d'Aït-Tamlil. Les bancs de grès magnifiquement ornés de « flute-cast », diminuent progressivement et dans les pélites apparaissent des galets puis des blocs.

Il s'agit du passage graduel des Flyschs du Jbel Imgant au Complexe du Tizi-n-Outfi, unité chaotique constituée de blocs hectométriques parmi lesquels on reconnaît exceptionnellement des psammites de l'Ordovicien et des shales du Silurien, souvent des « Flyschs » du Jbel Abberonech (cf. infra) et des quartzites divers (carbonifères ou ordoviciens).

Arrêt 5 : Cet arrêt dans le Complexe du Tizi-n- Outfi

permet d'observer un bloc de quartzite nettement isolé dans une masse argileuse (Alt. 1880 m dans le virage le plus oriental de la piste, vers le km 6).

Arrêt 6 : Le panorama du col (Tizi-n-Outfi) (Fig. 9) fait revoir les zones traversées : les plis de la zone d'Aït-Tamlil, les flyschs du Jbel Imgant et le Complexe du Tizi-n-Outfi avec ses blocs isolés. Au niveau du col et à l'Est, apparaît l'unité supérieure : la nappe des «Flyschs» du Jbel Abberonech, d'âge également viséen supérieur (V3b γ) reposant sur le Complexe du Tizi-n-Outfi. Le contact est sub-horizontal ou redressé.

La piste descend à travers la Formation du Jbel Abberonech durant 2,5 km.

Arrêt 7 : Arrêt à la fin des flyschs contre la faille du Jbel Rat près d'un petit pont sur une cascade (Point 1840 m) pour observer la Formation du Jbel Abberonech, particulièrement riches en débris végétaux à cet endroit (*Asterocalamites gr. scrobiculatus* et rachis de *Sphenophyllum* sp.). Sédimentologiquement, il s'agit de la répétition de la mégaséquence suivante, du bas vers le haut : argile et siltite laminés puis alternance de grès micacés blanc à roussâtre et d'argile avec passage rapide de l'un à l'autre sans transition, grès blanc à roussâtre (quartzite) en banc épais et conglomérat à éléments calcaires qui ont fourni des Foraminifères caractérisant le Viséen 3b. Dans la nappe du Jbel Abberonech, ni la base stratigraphique ni le sommet des « flyschs » ne sont connus. Comme les Flyschs du Jbel Imgant, ces « flyschs » sont écaillés.

Immédiatement après le pont (pt 1840), l'itinéraire de l'excursion quitte la piste principale pour s'engager vers l'Ouest sur une piste secondaire, et s'arrêter au bord de cette piste 200 m environ après le village d'Aït-Mdiwane, lui-même à 1,5 km de l'embranchement.

Arrêt 8 : Après le pont, la piste a pénétré dans le Complexe d'Igher-n-Igherm qui est séparé par une faille à jeu post-triasique de la nappe du Jbel Abberonech. Cet arrêt permet de se rendre compte d'un aspect de la nature du Complexe d'Igher-n-Igherm : il s'agit de l'accumulation anarchique de blocs décimétriques à kilométriques d'âge et de lithologie variée. On voit, par exemple à cet endroit, des flyschs dévoniens (cf. infra), des shales verts dévoniens, des shales à Graptolithes et des psammites de l'Ordovicien, en position absolument désordonnée. Il faut relever que les contacts entre les blocs semblent tectonisés.

Il faut ensuite retourner au pont (pt 1840) et continuer la piste vers Demnat.

Arrêt 9 : Un arrêt s'impose pour échantillonner l'affleurement de shales siluriens, découvert par L. Gentil en 1905, très riche en Graptolithes, 1,5 km environ après le pont.

La piste pénètre alors dans des grès psammitiques de l'Ordovicien en position monoclinale subverticale. Il s'agit d'un bloc géant (5 × 0,8 km) élément du Complexe d'Igher-n-Igherm. Dans la vallée du Ghasf plusieurs blocs kilométriques de psammites apparaissent dont un à Tanaçaht dont la base est visible : les bancs de psammites sont coupés par un contact horizontal les mettant en contat avec des shales (dévoniens ?) (Fig. 10).

A la fin du bloc d'Ordovicien on revoit des shales noirs du Silurien qui l' « emballent ».

Arrêt 10 : 500 m environ après le bloc ordovicien la piste traverse par un gué le ruisseau dont un confluent arrive de l'Ouest dominé par une baraque isolée.

On peut observer à cet endroit le sommet du Complexe d'Igher-n-Igherm recouvert par des shales vert-bouteille parfois compact, passant progressivement à un flysch à bancs centimétriques, la Formation d'Iguelouane.

Parmi les shales verts s'intercalent plus à l'Est des grès calcareux à stratifications obliques contenant des Tentaculites du sommet du Dévonien inférieur. Tant lithologiquement que stratigraphiquement, ces calcaires se rapprochent des Calcaires de la Tessaout.

La Formation d'Iguelouane est attribuée au Dévonien moyen en raison du passage progressif à sa base avec les shales dévoniens. L'âge dévonien est corroboré par la présence de sections de Tentaculites dans les turbidites et l'absence totale de

Foraminifères, très abondants dans des faciès équivalents dans les flyschs carbonifères. La formation d'Iguelouane contient deux faciès :

- des grès ou des siltites de type quartzwacke à quartz anguleux et à matrice argileuse à illite + chlorite associés à des shales noirs à illite + chlorite (indice de cristallinité voisin de 4 = anchizone) ;

- des grès de type quartzarénite à nourrissage de silice et de fer lors de la diagenèse et lors de la remobilisation ultérieure selon les plans de cassure et de stratification, ce qui produit une altération en boîte caractéristique de la Formation d'Iguelouane (Boxwork structure).

Dans la partie orientale de la boutonnière, la Formation d'Iguelouane plissée est recouverte par cisaillement par la Nappe d'Aït-Tamlil qui peut reposer également directement sur le Complexe d'Igher-n-Igherm.

La nappe d'Aït-Tamlil comprend des terrains ordoviciens à dévoniens (coupes A et B, Fig. 11) plissés et écaillés, avec troncatures basales. Ces écailles sont constituées essentiellement par les psammites de l'Ordovicien pouvant dépasser 600 m de puissance. Cette série a dû se décoller du socle au niveau des schistes psammitiques du Llanvirn. Les shales à Graptolithes ont joué le rôle de lubrifiant dans les plans d'écaillage. Néanmoins les sédiments siluriens et dévoniens sont restés solidaires sur certaines écailles. L'écaillage se fait selon le schéma des « ramp and flat » (Elliott, 1977) ; ce phénomène se voit bien au NW de Tala-n-Isri (365,4/109,8). Les écailles peuvent être plissées, les plis étant alors rabotés à la base, comme cela s'observe à l'Est de Tidmamine (361,4/109,5). Faute de fenêtre dans les écailles leur épaisseur et la géométrie de plan de base reste délicate à estimer (1-2 km ?).

La disposition de la Nappe d'Aït-Tamlil est exceptionnellement claire au-dessus du haut Assif-n-Ghassef dans la partie orientale des Aït-Mdioual.

Faute d'accès rapide il faudra se contenter de voir les faciès constituant la nappe dans les Aït-Oufad (Arrêt 11).

La piste traverse immédiatement, après le beau village d'Iguelouane, l'accident du Jbel Amerziaz, prolongement oriental de la zone de décrochement du Tizi-n-Test (Jenny, 1983). La zone de faille atteint presque 1 km de largeur et contient des lambeaux de calcaires liasiques, des basaltes du Trias pris dans les pélites rouges du Trias supérieur. La piste traverse ensuite un synclinal coffré de Lias inférieur, au niveau du plan de décollement de la couverture. Celui-ci est souligné par des lambeaux de basaltes ou de pélites du Trias, par des sources avec travertins, et surtout à l'extrémité Nord de la cluse du Jbel Til, par une importante tectonisation de la base du Lias alors que les couches supérieures sont restées presque horizontales.

Un autre accident, dit de l'Assif-n-Tighli, sépare à la sortie des gorges du Jbel Til, les couches mésozoïques du Paléozoïque de la petite boutonnière de l'Assif-n-Tighli. Celle-ci est en fait un horst amygdalaire rebroussant les calcaires du Lias des bandes de socle contiguës.

La boutonnière de l'Assif-n-Tighli constitue assurément une partie isolée de la Nappe d'Aït-Tamlil : tant la série stratigraphique impliquée que les écaillages bien visibles dans la partie amont de la vallée rappellent indubitablement la nappe d'Aït-Tamlil de la partie orientale de la boutonnière.

La piste traverse l'Assif-n-Ghasf sur un radier à Alamsa dans les shales verts dévoniens. Afin d'observer les terrains constituant la Nappe d'Aït-Tamlil, il convient d'emprunter une piste secondaire quittant la piste de Demnat à Alamsa (Aït-Wakrim) et remontant vers l'Ouest la vallée de l'Assif-n-Tighli (Aït-Oufad).

Arrêt 11 : Terminus de la piste (1983) à Aït-Himmi (Tighli) 2,5 km environ. A cet endroit affleure une coupe stratigraphique (Fig. 11, coupe B) allant de la partie supérieure des psammites de l'Ordovicien aux flyschs dévoniens d'Iguelouane.

En redescendant vers la piste de Dem-

nat, il faut remarquer une dernière fois la discordance des couches du Trias supérieur sur le Paléozoïque. Après un conglomérat de base réduit à quelques décimètres (visible sur la piste à Aït-Mennoun*) débutent 50 m de pélites (Siltites d'Anouffig, Biron, 1983) puis des grès massifs (Grès de l'Oukaïmeden) puissants de 150 m, puis enfin les siltstones sommitaux que surmontent les coulées basaltiques du Trias terminal. Tous ces terrains affleurent le long de la piste entre Alamsa, bâtie encore sur les flyschs d'Iguelouane et la faille Nord de l'Assif-n-Tighli que la piste recoupe avant d'entrer dans les gorges de Tifni, en face de Tirmert. Au-dessus de ce village situé en rive droite de la rivière, observez le terril d'une ancienne mine exploitant des troncs calcinés par les coulées (Moussu, 1956 - 59a), minéralisés en cuivre.

Dès Tifni, la piste entre définitivement dans les terrains mésozoïques. Le cœur du synclinal de Tifni est occupé par des cargneules du Lias moyen et des couches rouges du Bathonien (Grès des Guettioua). La piste remonte sur les calcaires du Lias inférieur de l'anticlinal d'Aït-Ghlouf à cœur de basaltes triasiques. La descente s'effectue à nouveau sur la voûte anticlinale liasique dominant la cuvette synclinale des Aït-Chitachène/Aït-Iouaridène. Dans cette cuvette, la série stratigraphique mésozoïque est bien développée et la piste [actuellement (1983) asphaltée dès ici] traverse successivement du Tizi-n-Aït-Ali (Fig. 33) des cargneules jaunes du Lias moyen, des conglomérats rouges à dragées de quartz du Lias supérieur, des barres de calcaires séparées de marnes rouges et vertes de l'Aaléno-bajocien puis des couches rouges du Bathonien. C'est dans cette cuvette synclinale que l'on trouve à l'Est de la route le célèbre gisement d'empreintes de Dinosaures (Taghbalout).

On retraverse les calcaires et dolomies du Lias inférieur à Imi-n-Ifri, endroit visité en raison de son pont naturel formé par des travertins quaternaires. La route descend vers Demnat à travers les calcaires à laminites algaires et les marnes de la partie inférieure du Lias (Formation d'Aït-Ras), puis les basaltes du Trias sur lesquels la ville de Demnat est construite. Au cours de la descente vers Demnat, observer dans le ravin que la route contourne, la base des coulées sur des argilites roses et une coulée prismée.

RÉFÉRENCES CITÉES

AGER D.V. (1974) : The Western High Atlas of Morocco and the significance in the History of the north Atlantic. *Proc. Geologists' Ass.*, Londres, vol. 85, part 1, p. 23-41.

AMBROGGI R. (1963) : Étude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 157, 322 p.

ANDRIEUX J. (1971) : La structure du Rif central. Étude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 235, 155 p.

ARAMBOURG C. & DUFFAUD F. (1960) : Note sur la découverte d'un gisement de Vertébrés continentaux dans le Trias du Haut Atlas occidental. *B. Soc. géol. Fr.*, 7e sér., t. 2, n° 2, p. 172-177.

ARTHAUD F., MEGARD F. & SEGURET M. (1977) : Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. *B. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 1, p. 147-188.

AUGIER Cl. (1967) : Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publ. Serv. géol. Algérie*, nouv. sér. B, 34, trav. Collab. 1965-66, p. 47-80.

BARRON E.J., HARRISSON C.G.A., SLOAN J.L. & HAY W.W. (1981) : Paleogeography, 180 million years ago to present. *Eclog. geol. Helv.*, 74/2, p. 443-470.

BARTHOUX J. (1924) : Moyenne, Haute Moulouïa et Grand-Atlas. *B. Soc. géol. Fr.*, sér. 4, t. 24, fasc. 5, p. 233-244.

BAZIN D. (1968) : Étude géologique et métallogénique des chaînons atlasiques du Tizi n'Firest au Nord de Ksar-es-Souk (Maroc). *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 206, p. 37-96.

BERNASCONI R. (1983) : Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc). Thèse univ. Neuchâtel, 107 p.

BERTRAND H. & PRIOTON J.-M. (1975) : Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique : Étude pétrologique et géochimique. Thèse 3e cycle, Univ. Claude-Bernard, Lyon, 321 p.

BIRON P. (1982) : Molasses rouges permo-triasiques – Haut Atlas de Marrakech. Tectonique synsédimentaire et métallogénie. Thèse 3e cycle, Univ. Grenoble.

BIRON P. (1983) : Le Permo-Trias de la région de l'Ourika - Haut Atlas de Marrakech, Maroc. *Fac. Sci. Marrakech*, num. spéc. 1, Sec. Sci. Terre, p. 22-23.

BIRON P. & COURTINAT B. (1982) : Contribution palynologique à la connaissance du Trias du Haut Atlas de Marrakech, Maroc. *Geobios*, Lyon, n° 15, fasc. 2, p. 231-233.

BIROT P. (1937) : Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *Baillières & fils Ed.*, Paris, 311 p.

BOSCH VAN DEN J. (1971) : Carte gravimétrique du Maroc au 1/500 000. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 234.

BOUABDELLI M. (1982) : Stratigraphie et évolution structurale du Paléozoïque d'Azrou (NE du Maroc central). Thèse 3e cycle, Univ. Louis-Pasteur, Strasbourg, 172 p.

BOURCART J. & ROCH E. (1942) : Notice explicative de la carte géologique provisoire des régions d'Ouaouizarth et de Dadès au 200 000e. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, n° 54 bis, 36 p.

BROWN R.H. (1974) : The Argana Basin of Morocco : a basin analysis of a triassic rift. *Geol. Soc. Amer.*, Abstr. V. 5, n. 1, pp. 7-8.

BROWN R.H. (1980) : Triassic rocks of Argana Valley, southern Morocco, and their regional structural implications. *AAPG Bull.*, v. 64, p. 988-1003.

BURGESS C.J. & LEE C.W. (1978) : The development of a Lower Jurassic carbonate tidal flat, Central High Atlas, Morocco. 1 : Sedimentation history. *Journ. Sed. Petrology*, 48, 3, p. 777-794.

CAIA J. (1968) : Roches éruptives basiques et minéralisations en plomb, zinc et strontium de la région de Tirrhist (Haut Atlas de Midelt). *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 206, p. 7-36.

CAIA J., DIETRICH J.-E. & MAZÉAS J.-P. (1968) : Étude de gîtes et occurrences de roches à pyrophyllite du Maroc. *Notes Serv. géol. Maroc*, 28, 211, p. 37-79.

CELERIER J. & CHARTON A. (1924) : Profils en long des cours d'eau marocains. *A. Géogr.*, Paris, 33, 183, p. 286-296.

CHEVREMONT PH. (1975) : Les roches éruptives basiques des boutonnières de Tassent et Tasraft dans leur cadre géologique (Haut Atlas central. Maroc). Thèse Doct.-ingén. Univ. Lyon, n° 209, 156 p., 46 fig., 10 pl., 1 carte géol. 1/50 000.

CHOUBERT G. (1945-46) : Note préliminaire sur le Pontien du Maroc (Essai de synthèse orogénique du Maroc atlasique). *B. Soc. géol. Fr.*, 5e sér., t. 15, fasc. 9, p. 677-764 et *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 65 (1946).

CHOUBERT G. (collab. Faure-Muret A.) & *al.* (1956) : Lexique stratigraphique du Maroc. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 134, 165 p.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A. & LÉVÊQUE P. (1956) : Au sujet des grès des Guettioua et des empreintes de Dinosauriens de la région de l'oued Rhzef (Atlas marocain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 243, 21, p. 1639-1642.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1960-62) : Évolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Mém. h.-sér. Soc. géol. France* (Livre mémoire P. Fallot), t. 1, p. 447-527.

CHINNERY M.A. (1966) : Secondary faulting. 2, Geological aspects. *Canad. Earth Sci.*, 3, p. 163-174.

COGNEY G., TERMIER H. & TERMIER G. (1971) : Sur la présence de « pillow-lavas » dans le basalte du Permo-Trias au Maroc Central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 273, D, n° 4, p. 446-449.

COMBE M. (1977) : Haut Atlas calcaire, *in* : Domaine atlasique et sud-atlasique. Ressources en eau du Maroc. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 231, t. 3, p. 116-139.

COURTINAT B. (1982) : Sur quelques espèces du groupe des *Circumpolles* du Lias inférieur de Tiguidart, Haut Atlas (Maroc). *B. Fac. Sci. Marrakech*, vol. 1, n° 1, p. 58-62.

COUSMINER H.L. & MANSPEIZER W. (1977) : Autunian and Carnian palynoflorules, contribution to the chronology and tectonic History of the Moroccan Pre-Atlantic Borderland,

in Swain F.M. Ed. : Symposium on Stratigraphic micropaleontology of Atlantic basin and Borderlands. Proc. volume, *Elsevier Sci. Publ.*

COUVREUR G. (1966) : Les formes périglaciaires du Haut Atlas central marocain. *Rev. géogr. Maroc,* 10, p. 47-50.

COUVREUR G. (1968) : La vie pastorale dans le Haut Atlas central. *Rev. Géogr. Maroc,* 13, p. 3-54.

COUVREUR G. (1973) : Quelques aspects des hauts sommets du Haut Atlas central (Maroc), *in* : Étude de certains milieux du Maroc et de leur évolution récente. Trav. RCP 249, CNRS, Montpellier, I, p. 19-23.

COUVREUR G. (1974) : Aspects de la morphologie glaciaire dans le Haut Atlas central calcaire. CNRS, Trav. RCP, Étude de certains milieux du Maroc et de leur évolution récente, Montpellier, II, p. 25-36.

COUVREUR G. (1977-1981) : Essai sur l'évolution morphologique du Haut Atlas central calcaire (Maroc). Thèse Sci. Univ. Haute-Bretagne (1977) et Atelier de reproduction des thèses, Université de Lille III (1981), t. I, 753 p. ; t. II, 16 pl. pho., annexes, bibl., index.

COUVREUR G. & VOGT T. (1977) : Sur quelques croûtes calcaires du Haut Atlas central (Maroc) et leur signification morphologique. *Recherches géographiques,* n° 3, Univ. Louis-Pasteur, Strasbourg.

CROWELL J.C. (1974) : Origin of late Cenozoic basins in southern California, *in* Dickinson W.R. : Tectonics and Sedimentation (p. 190-204). *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral,* 22.

DAGUIN F. (1926) : Sur des fossiles du Lias inférieur récoltés au voisinage du sommet du Djebel Ayachi (Haut Atlas marocain oriental), par MM. J. Célérier et A. Charton. *B. Soc. géol. Fr.,* 4ᵉ sér., t. 26, fasc. 1-2, p. 89-92.

DEBRACH J., OUSSET J. & MICHEL M. (1956) : Précipitations atmosphériques au Maroc (1925-1949). 2ᵉ partie : fréquence et intensité des précipitations. Cartes. *A. Serv. Phys. Globe & Météorol. Inst. sci. Chérifien,* Rabat, t. 16, p. 77-108.

DESTOMBES J. (1971) : L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique, *in* : Colloque Ordovicien - Silurien, Brest, publ. *M. Bur. Rech. géol. & min.,* Paris, n° 73, pp. 237-263.

DESTOMBES J., HOLLARD H. & WILLEFERT S. (1985) : Lower Palaeozic Rokcs of Morocco, *in* « Lower Palaeozoic of north-Western and West central Africa » Edit. C.H. Holland. *John Wiley & Sons Ltd,* pp. 91-328.

DEWEY J.F., PITMANN III W.C., RYAN W.B.F. & BONNIN J. (1973) : Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. B.,* Boulder, vol. 84, n° 10, p. 3137-3180.

DRESCH J. (1935) : Observations nouvelles sur le grand Atlas de Marrakech. *B. Soc. géol. Fr.,* 5ᵉ sér., t. 5, fasc. 6-7, p. 377-397.

DRESCH J. (1941) : Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous, Imp. Arrault, Tours.

DRESCH J. (1949) : Sur des formations de remblaiement continental et la présence de formes glaciaires dans le Haut Atlas calcaire (Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 9, p. 169-171.

DRESCH J. (1951) : Notes sur le bassin supérieur de la Tessaout (Grand Atlas, région de Demnat). *Notes Serv. géol. Maroc,* 5, 85, p. 109-124.

DRESNAY R. DU (1956) : Contribution à l'étude de la série détritique jurassico-crétacée dans le Haut Atlas oriental. *Notes Serv. géol. Maroc,* 14, 133, p. 9-32.

DRESNAY R. DU (1962-64) : Les discontinuités de sédimentation pendant le Jurassique dans la partie orientale du domaine atlasique marocain, leurs conséquences stratigraphiques et leurs relations avec l'orogenèse atlasique. *Colloque Jurassique Luxembourg,* Comm. Strat. Congr. géol. int. Luxembourg 1962, publ. Inst. Grand-ducal, 1964, p. 899-912.

DRESNAY R. DU (1963) : Données stratigraphiques complémentaires sur le Jurassique moyen des synclinaux d'El Mers et de Skoura (Moyen Atlas, Maroc). *B. Soc. géol. Fr.,* (7), t. 5, fasc. 6, p. 884-900.

DRESNAY R. DU (1969) : Discussions stratigraphiques sur les conditions de gisement des bois fossiles mésozoïques du Maroc, étudiés par Mlles Y. Attims, F. Crémier et F. Gazeau, *in* : Bois fossiles du Mésozoïque du Maroc. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 210, p. 121-178.

DRESNAY R. DU (1972) : Sédiments carbonatés intercotidaux et supracotidaux dans le domaine atlasique marocain *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 275, D, 3, p. 341-344.

DRESNAY R. DU (1975) : Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique, dans le sillon marin du Haut Atlas, Maroc. *9ᵉ Congr. inter. Sédimentologie,* Nice, publ. *Sedim.,* thème 4, p. 103-108.

DRESNAY R. DU (1976) : Les structures en « tipis » liées aux faciès carbonatés intertidaux du Lias inférieur dans le domaine des chaînes atlasiques du Maroc. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 282, D., 23, p. 2059-2062.

DRESNAY R. DU (1979) : Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. Symp. « Sédimentation jurassique W européen », Paris 1977, *Assoc.* Sédimentol. *français,* Publ. spéc. n. I, p. 345-365.

DRESNAY R. DU & MONGIN D. (1962) : Découverte au Jbel Klakh (Haut Atlas oriental marocain) d'une faune saumâtre de Lamellibranches et d'un épisode transgressif du Bathonien. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 10, p. 323-324.

DUBAR G. (1938) : Sur la formation de rides à l'Aalénien et au Bajocien dans le Haut Atlas de Midelt. *C.R. Acad. Sc.,* Paris, 206, 7, P. 525-527.

DUBAR G. (1942) : Études paléontologiques sur le Lias du Maroc. Brachiopodes : Térébratules et Zeilléries multiplissées. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 57, 104 p.

DUBAR G. (1952) : Livret-guide de l'excursion A 34 : Haut-Atlas central. *Congr. géol. inter.,* XIXᵉ session, Alger, 74 p.

DUBAR G. (1960-62) : Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (Domaine atlasique). *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.* (Livre Mémoire P. Fallot), t. 1, p. 529-544.

DUBAR G. & MOUTERDE R. (1978) : Les formations à Ammonites du Lias moyen dans le Haut Atlas de Midelt et du

Tadla. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 274, 112 p.

DUBOURDIEU G. (1960-62) : Dynamique wegenérienne de l'Afrique du Nord. *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.* (Livre Mémoire P. Fallot) t. 1, p. 627-644.

DUÉE G. HERVOUET Y., LAVILLE E., LUCA P DE & ROBILLARD D. (1977) : L'accident nord moyen-atlasique dans la région de Boulemane (Maroc) : une zone de coulissement synsédimentaire. *Ann. Soc. géol. Nord,* t. XCVIII, p. 145-162.

DUFFAUD F., BRUN L. & PLAUCHUT B. (1964-66) : Le bassin du Sud-Ouest marocain. Ass. Serv. géol. Afric. *22e Congr. géol. intern.,*New-Delhi, p. 59-66.

DUTUIT J.M. (1966) : Apport des découvertes de Vertébrés à la stratigraphie du Trias continental du couloir d'Argana (Haut Atlas occidental, Maroc). *Notes Serv. géol. Maroc,* 26, 188, p. 29-31).

DUTUIT J.-M. & OUAZZOU A. (1980) : Découverte d'une piste de Dinosaure sauropode sur le site d'empreinte de Demnat (Haut Atlas marocain), *in* : Ecosystèmes continentaux du Mésozoïque. *Mém. Soc. géol. Fr.,* N.S., 59, 139, p. 95-102.

ELLIOT T. (1974) : Interdistributary bay sequences and their genesis, *Sedimentology,* 21, p. 611-622.

ELLIOT T. (1976) : Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river-dominated elongatedeltas. *J. Geol. Soc.,* 132, p. 199-208.

ELLIOT D. (1977) : Some aspect of the geometry and mecanics of Thrust Belts. 8 th Ann. *Canad. Soc. Petroleum Geol.,* Seminar, v. 1-2, Univ. Calgary.

ELMI S. (1977) : Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges sepentrionales du Bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Ann. Soc. géol, Nord,* XCVII, p. 315-323.

EL YOUSSI M. (1986) : Sédimentologie et paléogéographie du Permo-Trias du Haut Atlas central (Maroc). Thèse 3e cycle, Univ. Scient. et méd., Grenoble, 195 p.

EMGERGER A. (1965) : Introduction à l'étude des minéralisations plombifères de la Haute Moulouya, *in* : Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc (2 mai-14 mai 1962). *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 181, p. 167-174.

FERRANDINI J. & LE MARREC A. (1982) . La couverture jurassique à paléogène du Haut Atlas de Marrakech est allochtone dans la « zone des cuvettes » d'Aït-Ourir (Maroc). *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 295, II, P. 813-816.

FRITSCH K. VON (1881) : Ueber die geologischen Verhältnisse in Marokko. *Z. fur die gesammten Naturwissenschaften,* Halle, (3), 6, Dritte Folge, p. 201-206.

FRIZON DE LAMOTTE D. (1985) : La structure du Rif oriental (Maroc). Rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides. Thèse Univ. Paris VI, 436 p.

GAUTHIER H. (1957-60) : Contribution à l'étude géologique des formations post-liasiques des bassins du Dadès et du Haut Todra (Maroc méridional). *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 119-212 p.

GENTIL L. (1905) : Sur la présence de schistes à Graptolithes dans le Haut Atlas marocain. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 140,25, p. 1659-1660.

GIGOUT M. (1937) : Sur trois affeurements de terrains anciens situés entre le Rdat et la Tessaout (Haut Atlas marocain). Vigot impr., Paris, 33 p.

HAILWOOD E.A. & A. & MITCHELL J.G. (1971) : Paleomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in South Morocco. *Geophys. J. roy. astron. Soc.,* 24, p. 351-364.

HEDBERG H. & COLL. (1979) : Guide stratigraphique international. *Doin* Edit., Paris.

HLAVEK R. & LÉVÊQUE P.(1960) : Contribution à l'étude hydrologique du Haut Atlas de Demnat (Maroc). *Houille blanche,* Grenoble, n° spéc. B, p. 776-783.

HOLLARD H. (1973) : La mise en place au Lias des dolérites dans le Paléozoïque moyen du Nord-Est des plaines du Dra et du bassin de Tindouf (Sud de l'Anti-Atlas). *C.R. Acad. Sc.,* Paris, 277, D, p. 553-556.

HUVELIN P. (1966) : Les déformations tectoniques en bordure du Haut Atlas au Plio-Villafranchien et leur extension aux Jebilet orientales. *C.R. Acad. Sc.,* Paris, 262, D, 10, p. 1050-1053.

HUVELIN P. (1967) : Nappe de glissement précoce hercynienne dans les Jebilet (Maroc). *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 265, D, 1039-1042.

HUVELIN P. (1970) : Mouvements plio-villafranchiens dans la moitié occidentale du Haouz de Marrakech (Maroc). *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 271, D, 8, p. 704-707.

HUVELIN P. (1970) : Chevauchement et écaillages précoces des terrains antévisèens dans le domaine atlasique (Maroc). *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 270, D, p. 2760-2763.

HUVELIN P. (1973) : Mouvements préatlasiques, atlasiques et récents dans les Jebilet et sur leur pourtour. *Notes Serv. géol. Maroc,* 33, 249, p. 83-123.

HUVELIN P. (1977) : Étude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 232, 307 p.

JENNY J. (1983) : Les décrochements de l'Atlas de Demnat (Haut Atlas central, Maroc) : Prolongation orientale de la zone de décrochement du Tizi-n-Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. *Eclog. geol. Helv.,* 76/1, p. 243-251.

JENNY J., JENNY-DESHUSSES C., LE MARREC A. &TAQUET P. (1980) : Découverte d'ossements de Dinosauriens dans le Jurassique inférieur (Toarcien) du Haut Atlas central (Maroc). *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 290, p. 839-842.

JENNY J. & LE MARREC A. (1980) : Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït-Tamlil (Haut Atlas) central, Maroc). *Eclog. geol. Helv.,* 73, p. 681-696.

JENNY J., LE MARREC A. & MONBARON M. (1981) : Les couches rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas central (Maroc) : corrélations lithostratigraphiques, éléments de datations et cadre tectono-sédimentaire. *B. Soc. géol. Fr.,* (7), 23, 6, p. 627-639.

JENNY J., LE MARREC A. & MONBARON M. (1981) : Les empreintes de pas de Dinosauriens du Haut Atlas central (Maroc) : nouveaux gisements et précisions stratigraphiques. *Geobios*, 14, 3, P. 427-431.

JENNY J. & JOSSEN J.-A. (1982) : Découverte d'empreintes de pas de Dinosauriens dans le Jurassique inférieur (Pliensbachien du Haut Atlas central (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, II, p. 223-226.

JENNY J., IZART A. & LESAGE J.-L. : La boutonnière d'Aït-Tamlil. Évolutions tectono-sédimentaire durant le Viséen et structuration du segment hercynien du Haut Atlas central. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* n° 335 (PICG n° 27). (à l'impression).

JÉRÉMINE E. (1952) : Sur les gabbros et quelques roches associées du Haut Atlas (feuilles de Midelt, de Kasba Tadla et d'Ouaouizarthe), avec un appendice : Quelques hypothèses sur l'âge et la nature des roches éruptives du Haut Atlas par E. Jérémine & G. Choubert. *Notes Serv. géol. Maroc, 6, 95, p. 215-235.*

KANES W.H., SAADI M., EHRLICH E. & ALEM A. (1973) : Moroccan crustal response to continental drift. *Science*, New York, 180, 4089, p. 950-952.

KINGMA J.T. (1958) : Possible origin of percement structures, local unconformities and secondary basins in the Eastern geosyncline. *New Zealand J. Geol Geophys.*, 1, p. 269-274.

KONING G. DE (1957) : Géologie des Ida ou Zal (Maroc). Eduard *Ijdo N.V.* (Leyde), 210 p.

KRUEGER H.W. (1973) : K:Ar dating of Moroccan dolerites. *Geol. Soc. Amer.*, abstr. with progr., annu. Meet., Boulder (Colo., oct. 1972), 5, 7, p. 700.

LAPPARENT A.F. (1942) : Dinosauriens du Maroc. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5, p. 38.

LARDEUX H. & LÉVÊQUE P. (1960) : Quelques données nouvelles sur le paléozoïque de l'Atlas de Demnat (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 251, 5, p. 758-759.

LAVILLE E. (1977) : L'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture jurassique de la région d'Immouzzer de Marmoucha (Moyen Atlas - Maroc). *B. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 5, p. 1151-1158.

LAVILLE E. (1978) : Incidence des jeux successifs d'un accident synsédimentaire sur les structures plicatives du versant Nord du Haut Atlas central (Maroc). *B. Soc. géol. Fr.*, (7), XX, 3, p. 329-337.

LAVILLE E. (1980) : Tectonique et microtectonique d'une partie du versant Sud du Haut Atlas marocain (Boutonnière de Skoura, Nappe de Toundoute). *Notes Serv. géol. Maroc,* 41, 285, p. 81-183.

LAVILLE E. (1981) : Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut Atlas marocain au cours des temps triasiques et liasiques. *B. Soc. géol., Fr.*, 7, XXIII, 3, p. 303-312.

LAVILLE E. (1985) : Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique en Haut Atlas (Maroc). Modèle en relais multiples de décrochements. Thèse Doc. Etat, Unive, Sc. et Techn. Languedoc, Montpellier, 165 p.

LAVILLE E. & HARMAND C. (1982) : Évolution magmatique et tectonique du bassin intracontinental mésozoïque du Haut Atlas (Maroc) : un modèle de mise en place synsédimentaire de massifs « anorogéniques » liés à des décrochements. *B. Soc. géol. FR.*, 7, 24, 2, p. 213-227.

LAVILLE ., LESAGE J.-L. & SEGURET M. (1977) : Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant Sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. *B. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, n° 3, p. 527-539.

LEBLANC M. (1968) : Étude géologique et métallogénique du Jbel Bou -Arhous et de son prolongement oriental (Haut Atlas marocain oriental). *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 206, p. 113-200.

LEBLANC M. (1981) : Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou-Azzer, Maroc). *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 280, 306 p.

LEE C.W. & BURGESS C.J. (1978) : Sedimentation and tectonic controls in early Jurassic Central High Atlas trough, Morocco. *Geol. Soc. America Bull.*, 89, p. 1199-1204.

LE MARREC A. (1979) : Lithostratigraphie du Permo-Trias du Haut Atlas de Demnat (Maroc). 7[e] *RAST,* Lyon, p. 291.

LE MARREC A. & JENNY J. (1980) : L'accident de Demnat, comportement synsédimentaire et tectonique d'un décrochement transversal du Haut Atlas central (Maroc). *B. Soc. géol. Fr.*, 7, 22,3, p. 421-427.

LE MARREC A. & TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1983) : Nouvelles datations palynologiques du Trias supérieur du Haut Atlas de Demnat (Maroc). Le Permo-trias marocain. Fac. Sci. Marrakech, Livret-guide de l'Excursion du Groupe Français du Trias, Sept. 1982, p. 35.

LEMOINE P. (1905) : Mission dans le Maroc occidental. Études géographiques. *B. Com. Afr. franç.*, Paris, Rens. col., n° 2 bis (p. 65-92), n° 3 bis (p. 141-155), n° 4 (p. 157-162).

LÉVÊQUE P. (1952) : Les aménagements de l'oued el Abid (Introduction, par J. Bourcart), *in* : Géologie appliquée aux grands travaux du Maroc. Fasc. 1. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, n° 98, & *19[e] Congr. géol. int.*, Alger, Monogr. rég., 3[e] sér., n° 5, 165 p.

LÉVÊQUE P. (1954) : Étude de quelques emplacements de barrage (Introduction, par A. Robaux), *in* : Géologie appliquée aux grands travaux du Maroc. Fasc. 2. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* n° 98, & *19[e] Congr. géol. int.*, Alger, Monogr. région., 3[e] sér., n° 5, 184 p.

LÉVÊQUE P. (1956) : Quelques observations sur le style tectonique de la bordure Sud du Haouz oriental. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 93-94.

LORENZ J. (1976) : Triassic sediments and basin structure of the Kerrouchen basin, Central Morocco. *Journ. Sed. Petrology,* 46, 4, p. 897-905.

LUGEON M. (1943) : Une nouvelle hypothèse tectonique : La

diverticulation. *Bull. Soc. Vaudoise Sc. nat.*, v. 62 n., 260, 301-303.

MANSPEIZER W., PUFFER J.H. & COUSMINER H.L. (1978) : Separation of Morocco and eastern North America : a Triassic - Liassic stratigraphic record. *Geol. Soc. America Bull.*, 89, p. 901-920.

MARGAT J. (1952) : Le Haut Atlas : 2. Haut Atlas calcaire, *in.* : Hydrogéologie du Maroc *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 97, p. 245-262.

MATTAUER M. (1973) : Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Hermann* edit., Paris, 493 p.

MATTAUER M., PROUST F. & TAPPONNIER P. (1972) : Major strike slip fault of late hercynian age in Morocco. *Nature*, 237, p. 160-162.

MATTAUER M., TAPPONNIER P. & PROUST F. (1977) : Sur les mécanismes de formations des chaînes intracontinentales. L'examen des chaînes atlasiques du Maroc. *B. Soc. géol. Fr.*, 7, 19,3, p. 521-526.

MATTIS A.F. (1977) : Non marine triassic sedimentation, Central High Atlas mountains, Morocco. *Journ. Sed. Petrology*, 47, p. 107-119.

MICHARD A. (1976) : Éléments de géologie marocaine. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 252, 408 p.

MICHARD A. & PIQUÉ A. (1979) : The Variscan belt in Morocco : structure and developmental model. *In* : The Caledonides in the USA. IGCP, *Geol. Newsl.*, p. 317-322.

MICHARD A., YAZIDI A., BENZIANE F., HOLLARD H. & WILLEFERT S. (1982) : Foreland thrusts and olistostromes on the pre-Sahara margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology*, 10, p. 253-256.

MONBARON M. (1980) : Le magmatisme basique de la région de Tagalft, dans son contexte géologique régional (Haut Atlas central, Maroc). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 290, D, p. 1337-1340.

MONBARON M. (1981) : Sédimentation, tectonique synsédimentaire et magmatisme basique : l'évolution paléogéographique et structurale de l'Atlas de Béni-Mellal (Maroc) au cours du Mésozoïque ; ses incidences sur la tectonique tertiaire. *Eclog. geol. Helv.*, 74/3, p. 625-638.

MONBARON M. (1982) : Un relief anté-Bathonien enfoui sur la ride du Jbel La'bbadine (Haut Atlas central, Maroc) ; conséquences pour la chronologie de l'orogenèse atlasique. *Bull. ver. Schweiz. Petroleum-Geol.*, 48, 114, p. 9-25.

MONBARON M. & TAQUET P. (1981) : Découverte du squelette complet d'un grand Cetiosaure (Dinosaure, Sauropode) dans le bassin jurassique moyen de Tilougguit. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 292, II, p. 243-246.

MORET L. (1931) : Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech. *Notes & M. Serv. Mines & Carte géol. Maroc*, n° 18, 262 p.

MOUSSU R. (1956-59a) : Sur la genèse d'un type particulier de gîte de cuivre dans les basaltes : le niveau curifère de Tirmert (Haut Atlas, Maroc). *20e Congr. géol. int.*, Mexico 1956, C.R. secc. 13, p. 289-297.

MOUSSU R. (1956-59b) : La minéralisation cuprifère d'âge atlasique du Haut Atlas central et oriental (Maroc). *20e Congr. géol. int.*, Mexico 1956, C.R. secc. 13, p. 279-288.

PAREYN CL. (1961) : Les massifs carbonifères du Sahara Sud-oranais. *Publ. Centre Rech. Sahariennes* (Paris), Sér. 1/1, 325 p.

PETIT J.P. (1976) : La zone de décrochement du Tizi-n-Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère. Thèse Univ. Montpellier (inéd.).

PETIT J.P. & LAVILLE E. (1982) : Les décrochements dans la distension triasique du Haut Atlas. Rifts et fossés anciens, Marseille, p. 11-12.

PIQUÉ A. & MICHARD A. (1981) : Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sci. géol., B.*, 24/2, p. 135-146.

PLATEAU H., GIBOULET C. & ROCH E. (1937) : Sur la présence d'empreintes de Dinosauriens dans la région de Demnat (Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 16, p. 241-242.

PROUST F., PETIT J.-P. & TAPPONNIER P. (1977) : L'accident du Tizi-n-Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). *B. Soc. géol. Fr.*, 19/3, p. 541-551.

RAYNAL R. (1956) : Les phénomènes périglaciaires au Maroc et leur place dans l'évolution morphologique. *Biull. peryglacjalny*, Lodz, 4, p. 143-162.

REBOUILLAT J.-P. (1983) : Les milieux de sédimentation et les étapes de la transgression du Dogger dans la région de Demnat, Haut Atlas central (Maroc). Thèse 3e cycle, Univ. de Dijon, 173 p.

RIBA O. (1976) : Tectogenèse et sédimentation : deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. *B. Bur. Rech. géol. min.*, II, Sect. I, 4 p. 383-401.

ROCH E. (1930) : Études géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. *Notes & M. Serv. Mines & Carte géol. Maroc.*, 9, 542 p.

ROCH E. (1932) : Observations géologiques dans la région d'Entifa et des Beni Ayatt, au Nord-Est de Marrakech (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 194, 24, p. 2151-2153.

ROCH E. (1934) : Sur la série jurassique de la région de Demnat-Azilal (Maroc). *C.R. Congr. Ass. française avanct Sci.*, Chambéry, 1933, publi. Paris, 57, p. 258-259.

ROCH E. (1939) : Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. *Notes & M. Serv. Mines & Carte géol. Maroc*, 51, 438 p.

ROLLEY J.-P. (1973) : Étude géologique de l'Atlas d'Afourer, Haut Atlas central, Maroc. Thèse doct. spéc., Grenoble, 180 p.

ROLLEY J.-P. (1978) : Notice explicative de la Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Afourer (Haut Atlas central). *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, 247 bis, p. 1-75.

RUSSO P. & RUSSO L. (1927) : Observations géologiques sur la région d'Azilal et le Haouz de Marrakech. *C.R. somm. soc. géol. Fr.*, 14, p. 161-163.

SCHAER J.-P. (1967) : Interférence entre les structures du socle et celles de la couverture dans le Haut Atlas marocain, *in* : Étages tectoniques (Colloque Neuchâtel, 18-21 avril 1966). *La Baconnière*, édit., Neuchâtel, p. 297-305.

SEPTFONTAINE M. (1984) : Biozonation (à l'aide des foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). *Rev. Micropal.* V. 27, n. 3, pp. 209-229.

SEPTFONTAINE M. (1986) : milieux de dépôts et foraminifère (Lituolidés) de la plateforme carbonatée du Lias moyen du Maroc. *Rev. Micropal.*, V. 28, n° 4, pp. 265-289.

STUDER M. (1987) : Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite- Tirrhist (Haut Atlas central, Maroc). Thèse Univ. Neuchâtel. *Notes Serv. géol. Maroc,* 43, 321, p. 65-197.

STUDER M. & DRESNAY R. DU (1980) : Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n'Irhil (Haut Atlas central de Midelt, Maroc). *B. Soc. géol. Fr.*, (7), 22, 3, p. 391-397.

TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1978) : Pollens de niveaux sédimentaires associés aux basaltes du Trias sur la bordure septentrionale du Maroc central. Précisions stratigraphiques. *Notes Serv. géol. Maroc,* 40, 275, p. 135-146.

TERMIER H. (1936) : Études géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. *Notes & M. Serv. Mines & Carte géol. Maroc,* 33, 1566 p.

TERMIER H. (1942) : Données nouvelles sur le Jurassique rouge à Dinosauriens du Grand et du Moyen-Atlas. *B. Soc. géol. Fr.*, (5) 12, fasc. 4-6, p. 199-207.

THOMSON J. (1899) : The Geology of Southern Morocco and the Atlas Mountains. *Geol. Mag.*, Londres, 4 th ser., 6, n° 3, p. 129-130.

THUIZAT R. (1976) : Ages potassium argon de dolérites mésozoïques du Maroc. 4e RAST, Paris, p. 379.

TIXERONT M. (1973) : Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères stratiformes syngénétiques et familières des formations détritiques permo-triasiques du couloir d'Argana, Haut Atlas occidental (Maroc). *Notes Serv. géol. Maroc,* 33, 249, p. 147-177.

VAN HOUTEN F.B. (1977) : Triassic-Liassic deposits of Morocco and Eastern North America : comparison. *Amer. Ass. Petroleum Geol. B.,* 61, 1, p. 79-99.

VERDIER J. (1971) : Étude géologique des basaltes doléritiques du Trias du barrage de Moulay-Youssef au site des Aït Aadel sur l'Oued Tessaout, Haut Atlas, Maroc. *Notes Serv. géol. Maroc,* 31, 237, p. 241-268.

VERDIER J. (1971) : Les zones de subsidence et les structures de glissement par gravité des Guettioua en liaison avec un accident transversal du Haut Atlas (Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* 6, p. 327.

VERDIER J. (1972) : Rôle d'un accident majeur du Haut Atlas sur la genèse de bassins subsidents et de structures de glissement de la région de Guettioua (Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 110-112.

VERSET Y. (1988) : Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 100 000e, feuille Qasbat-Tadla. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 340 bis, 132 p.

WATERLOT G. & LÉVÊQUE P. (1960) : Présence de *Pterygotus* dans le Gothlandien de l'Atlas de Demnat. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 251, 6, p. 889-890.

WEGMANN C.E. (1961) : Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles ; *in* : Livre Mém. P. Fallot. *Mém. h.s. Soc. géol. Fr.,* 2, p. 99-104.

WESTERWELD J. (1948) : Sur la position géologique des laves soi-disant permo-triasiques ou infraliasiques du Domaine atlasique et leurs rapports avec la métallogénie marocaine. *Proc. Kon. nederl. Akad. van Wetenschappen,* Amsterdam, p. 565-574.

WESTPHAL M., MONTIGNY R., THUIZAT R., BARDON C., BOSSERT A., HAMZEH R. & ROLLEY J.-P. (1979) : Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et Crétacé du Maroc. *Canadian J. Earth Sci.*, 16, p. 2150-2164.

CARTES GÉOLOGIQUES

BOURCART J. & ROCH E. (1942) : Carte géologique provisoire des régions d'Ouaouizarht et de Dadès au 200 000e. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 54.

CHOUBERT G. & *al.* (1954) : Carte géologique du Maroc au 1/500 000, feuille Rabat. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 70.

CHOUBERT G. & *al.* (1959) : Carte géologique du Maroc au 1/500 000, feuille Ouarzazate. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,*, 70.

GENTIL L. (1907) : Esquisse géologique du Haut Atlas marocain. Carte en couleur au 1/250 000.

GENTIL L. (1920) : Carte géologique provisoire du Maroc. Échelle 1/1 500 000, *Larose* Ed., Paris.

HUVELIN P. (1973) : Carte géologique et des minéralisations des Jebilet orientales au 1/100 000. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 232 b.

JENNY J. & MONBARON M. (1981) : Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000 de la région d'Azilal. Rapport Div. géol. générale n. 1070, Min. Énergie & Mines, Rabat, 30 p., 7 fig., 1 carte (inéd.).

JOSSEN J.A. (1988) : Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Zawyat Ahansal. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* n° 355.

LE MARREC A. (1985) : Carte géologique régulière du Maroc au 1/100 000, feuille Demnat. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 338.

LÉVÊQUE P. (1961) : Contribution à l'étude géologique et hydro-

logique de l'Atlas de Demnat (Maroc). Thèse Sci., Paris, inéd. 445 p. avec cartes h.t. (inéd.).

MONBARON M. (1985) : Carte géologique régulière du Maroc au 1/100 000, feuille Béni-Mellal. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 341.

MORET L. (1930) : Notice explicative de la carte géologique provisoire de l'Atlas de Marrakech. *Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc,* 19 bis, 36 p.

MORET L. (1931) : Carte géologique provisoire de l'Atlas de Marrakech au 1/200 000. *Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc,* 19.

ROCH E. (1941) : Carte géologique provisoire des régions de Demnat et de Telouet au 1/200 000. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 55.

ROLLEY J.-P. & *al.* (1977) : Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Afourer (Haut Atlas central). *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 247.

ROLLEY J.P. & ÉTIENNE H. (1978) : Notice explicative de la carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Afourer. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 247 bis, 104 p.

VERDIER J. (1970) : Géologie du site des Aït Chouarit et Géologie du site des Aït Sigmine, *in* : Aménagement du Bassin de l'Oued Lakhdar. Direction de l'Hydraulique, Bur. Étude Coyne & Bellier, 42 p. nomb. cartes (inéd.).

VERSET Y. (1985) : Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Qasbat-Tadla. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 340.

XX (1981) : Carte aéromagnétique du Maroc au 1/2 000 000. *Notes & M. Serv. géol. Maroc,* 320.

DOCUMENTS INEDITS

BLANT G., DUFFAUD F. & AMAR R. (1966) : Reconnaissance géologique du bassin de Ouarzazate. Rapport Soc. Chérifienne Pétroles, 12 p, 12 pl.

BURGESS C.J. (1975) : Lower liassic sediments of the Central hight Atlas, Morocco. Ph. D.Thesis Univ. of Wales, 312 p.

CAIA J. (1969) : La région du Jbel Rhat (Haut Atlas central) et ses minéralisations : Pb, Zn, Cu. C.R. ActivitésServ.Études Gîtes Min., Rabat, 881, p. 37-39, 1 carte.

DESTOMBES J., JENNY J. & YAZIDI A. (1983) : Livret-guide de l'excursion B 5 : L'orogène Calédonien, Projet P.I.C.G. n. 27, Rabat, 1983, 126 p., 60 fig., cartes. Direct. Géol., Rabat.

JENNY J. & MONBARON M. (1981) : Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000 de la région d'Azilal. Rapport Div. géol. générale, 1070, Min. Énergie & Mines, Rabat, 30 p., 7 fig.,1 carte.

EL OMARI L. (1971) : Indices de cuivre des synclinaux d'Aït-Attab et Guettioua. Rapport Serv. géol. régional Marrakech, 28.

EL OMARI L. (1975) : Inventaire et prospection de la région comprise entre le Jbel Rhat et le Jbel Tissiyyi. Rapport Serv. Études Gîtes Min., Rabat, t. III, p. 77-79.

HUNTING GEOLOGY AND GEOPHYSICS LTD (1978) : Levé aéromagnétique du Maroc : Domaine de l'Anti-Atlas et du Haut-Atlas occidental. Rapport d'interprétation et des opérations.

HUVELIN P. (1969) : Indices cuprifères liés aux bois fossiles dans les basaltes du Permo-trias, région du J. Anrhomer (Haut Atlas de Demnat). Rapport Serv. Études Gîtes Min., Rabat, 876.

LAMTHARI F. (1977) : Étude des possibilités de développement minier dans la Province d'Azilal. Rapport Serv. Études Gîtes Min., Rabat, 118.

LE MARREC A. (1979) : Cadre géologique des indices de charbon (lignite) et cuivre de l'Adrar-n-Aglagal (région de Telouat). Rapport Div. géol. gén., Serv. Étud. Gîtes métall., 1037, 7 p.

LÉVÊQUE P. (1961) : Contribution à l'étude géologique et hydrologique de l'Atlas de Demnat (Maroc). Thèse Sci., Paris, 1961, vol. 1, 242 pp., 86 pl. h.t., 13 dépl. h.t., 5 cartes h.t., bibl. (17 pp.) ; vol. 2., 161 pp., 58 pl. h.t., 25 dépl. h.t., 5 cartes h.t. ; vol. 3. 42 pp., 5 pl. h.t., 22 dépl. h.t., 6 cartes h.t.

MOUSSU R. (1953) : Indices cuprifères dans les basaltes de Taglaout (Haut Atlas de Demnat). Rapport Serv. Études Gîtes Min., Rabat, 358, 4 p.

MOUSSU R. (1954) : Étude préliminaire des gîtes de cuivre de l'Assif n'Tirhli, de Tirmert et les Aït-Tamlil (région de Demnat). Rapport Serv. Études Gîtes Min., Rabat, 404, 14 p., 2 fig.

MUTTI E. (1979) : Turbidites et cônes sous-marins profonds, – *in* : Sédimentation détritique (fluviatile, littorale et marine). Cours 3[e] cycle romand, Fribourg, Suisse.

VERDIER J. (1970) : Géologie du site des Aït Chouarit, *in* : Aménagement du bassin de l'Oued Lakhdar. Direction de l'Hydraulique, Bur. Ét. Coyne & Bellier, 42 p.

VILAND J.-C. (1977) : Documentation géologique générale et inventaire des mines et indices du massif ancien du Haut Atlas occidental (Haut Atlas paléozoïque et Haut Atlas de Marrakech, Permo-Trias inclus). Rapport Serv. Études Gîtes Min., Rabat, 995, 2 fasc.

Manuscrit reçu le 18 août 1983.

LISTE DES FIGURES

TABLE DES MATIERES

Photocomposition et Mise en Page

ARABIAN AL HILAL

Impression et Edition

21, Rue Descartes - Les Orangers.

tél : 660-99 - Rabat

Adresse des auteurs :

J. JENNY, ancien géologue de la Division de la Géologie, Ministère de l'Énergie et des Mines, Rabat

actuellement : Géologie - Géophysique
Géologue conseil 25 route des acacias

CH - 1227 Genève - Suisse

G. COUVREUR, Université de Haute Bretagne
Avenue Gaston Berger
35000 RENNES , France